MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE UND PETROPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AN FEINKLASTISCHEN SEDIMENTEN AUS DEM SAARKARBON (WESTFAL C/D UND STEFAN A/B)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von

Heino Markwich

aus Krefeld

1970

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE UND PETROPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AN FEINKLASTISCHEN SEDIMENTEN AUS DEM SAARKARBON (WESTFAL C/D UND STEFAN A/B)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von

Heino Markwich

aus Krefeld

I. Referent: Prof. Dr. M. RICHTER
II. Referent: Prof. Dr. K. R. MEHNERT
III. Referent: Priv. Doz. Dr. G. KNEUPER

Tag der mündlichen Prüfung: 13. Mai 1968
Tag der Promotion:

2. FEB. 1970

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Verbesserungen

Seite 8, Zeile 26 statt Sedimentationssprung - Sedimentationsraum

Seite 11, Zeile 5 statt "die Verfältelung der Sandblätter muß erklärt werden" - die Verfältelung der Sandblätter muß somit durch die unterschiedlichen Setzungsraten von Sand und Ton erklärt werden.

Seite 12, Zeile 11 - nur wenige mikron lange glimmerartige Blättchen

Seite 15, Zeile 25 statt verzerkleinert - vorzerkleinert

Seite 23, Zeile 6 - "Hochquarz bei 573° C, CO_2-Abgabe des Siderits und OH-Abgabe der glimmerartigen Tonminerale bei 500 bis 600° C. Ob die deutliche positive Wärmetönung bei ca. 760° C noch von der zweiten

Seite 24, Zeile 23 - Die Tonmineralreaktionen und die Quarzumbildung sind zu erkennen. Die Sideritreaktionen treten nicht in Erscheinung.

Seite 30, Zeile 8 -, daß auch andere Faktoren einen Einfluß auf den Borgehalt haben:

Seite 38, Zeile 14 Bei der Bildtafel 4/h wurden in der Erklärung die Begriffe rechts und links vertauscht.

Seite 41, Zeile 8 - In der vorliegenden Arbeit war nur der effektive Porenraum von Interesse. Lediglich um eine Vorstellung über die Größenordnung zu erhalten, wurde an einigen Proben die absolute Porosität gemessen.

2.6 Bor-Analysen

2.6.1 Allgemeines 30

2.6.2 Untersuchungsmethodik 30

2.6.3 Untersuchungsergebnisse 31

2.7. Zur Bildungsgeschichte der untersuchten Sedimente aus mineralogisch-petrographischer Sicht 31

2.7.1 Allgemeines 31

2.7.2 Die detritischen Komponenten 33

2.7.3 Diagenetische Komponenten 36

		Seite
2. 7. 3. 1	Umwandlungen in situ	36
2. 7. 3. 2	Neubildungen aus wandernden Lösungen	37
3.	Petrophysikalische Untersuchungen	38
3. 1	Untersuchungsverfahren	38
3. 1. 1	Art und Anzahl der Untersuchungen	38
3. 1. 2	Vorbehandlung der Proben	39
3. 1. 3	Bestimmung der Dichten	39
3. 1. 3. 1	Wahre Dichte	39
3. 1. 3. 2	Scheinbare Dichte	40
3. 1. 3. 3	Fehlerbetrachtung	40
3. 1. 4	Bestimmung der Porositäten	41
3. 1. 4. 1	Effektiver Porenraum	41
3. 1. 4. 2	Absoluter Porenraum	41
3. 1. 4. 3	Fehlerbetrachtung	42
3. 1. 4. 3. 1	Zufällige Fehler	42
3. 1. 4. 3. 2	Systematische Fehler	42
3. 1. 5	Bestimmung der Permeabilitäten	46
3. 1. 5. 1	Untersuchungsverfahren	46
3. 1. 5. 2	Klinkenbergkorrektur	48
3. 1. 6	Bestimmung der Poreneingangsradien	49
3. 1. 6. 1	Untersuchungsverfahren	49
3. 1. 6. 2	Fehlerbetrachtung	50
3. 1. 6. 2. 1	Zufällige Fehler	50
3. 1. 6. 2. 2	Systematische Fehler	51
3. 1. 7	Bestimmung der inneren Oberfläche	53
3. 2	Petrophysikalische Untersuchungsergebnisse	53
3. 2. 1	Anmerkung zu den Tafeln im Anhang	53
3. 2. 2	Ergebnisse der Dichtemessungen	54
3. 2. 2. 1	Wahre Dichte	54
3. 2. 2. 2	Scheinbare Dichte	54
3. 2. 3	Ergebnisse der Porositätsmessung	57
3. 2. 3. 1	Effektive Porosität	57
3. 2. 3. 2	Absolute Porosität	57
3. 2. 3. 3	Normalporositätskurven	58
3. 2. 3. 4	Einfluß der Hauptmineralkomponenten auf die Porosität	59

Seite

3. 2. 4 Ergebnisse der Permeabilitätsmessung 65

3. 2. 4. 1 Horizontale und vertikale Permeabilität 65

3. 2. 4. 2 Die Abhängigkeit der Permeabilität von der Porosität 68

3. 2. 5 Ergebnisse der Kapillardruckmessungen (mit Werten für die innere Oberfläche) 69

3. 2. 6 Zur Bildungsgeschichte der untersuchten Sedimente aus petro-physikalischer Sicht 73

3. 2. 6. 1 Allgemeines 73

3. 2. 6. 2 Porosität und maximale Versenkungsteufe 74

3. 2. 6. 3 Dichte und maximale Versenkungsteufe 75

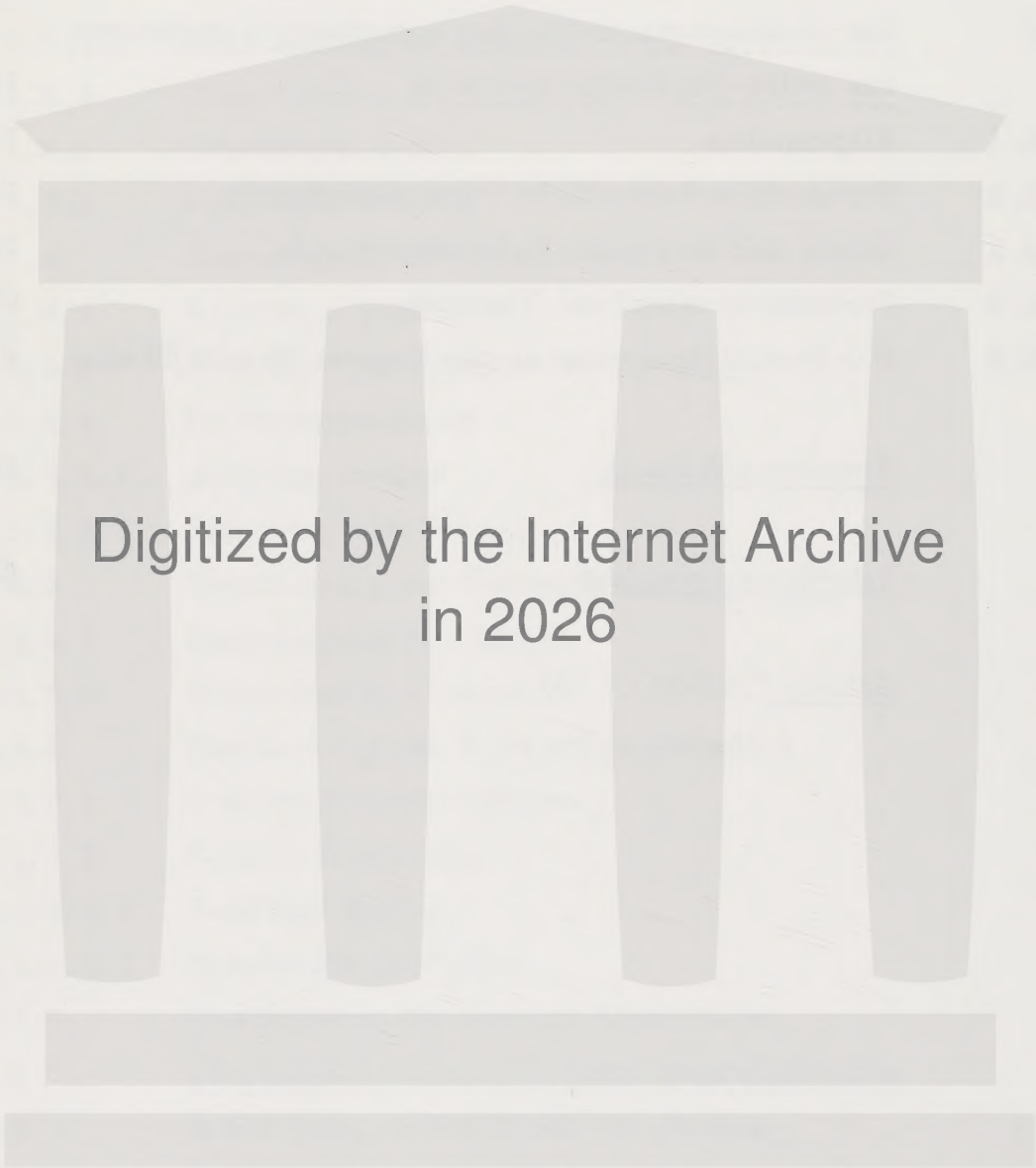
3. 2. 6. 4 Porositätsverlauf und Tektonik 81

3. 2. 6. 5 Der Porositätssprung an der Grenze Westfal/Stefan 81

4. Zusammenfassung 82

5. Schriftenverzeichnis 85

6. Anhang (Tafeln 1 - 14)


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548902_0025

1. Einleitung

1. 1. Vorwort

Die Durchführung dieser Arbeit war nur mit Unterstützung vieler Seiten möglich. Sie ist Teil eines Forschungsvorhabens "Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen über die Herkunft und das Auftreten von Grubengas im saarländischen Steinkohlengebirge".

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. M. Richter, danke ich für die Erteilung dieses Themas als Dissertation und für sein förderndes Interesse, das er der Arbeit entgegenbrachte.

Dank schulde ich Herrn Privatdozent Dr. G. Kneuper, unter dessen Leitung dieses von der Europäischen Gemeinschaft für Kohle und Stahl und der Saarbergwerke AG unterstützte Forschungsvorhaben durchgeführt wird. Er betreute die Arbeit und gab in vielen Diskussionen wertvolle Anregungen.

Herrn Dr. G. Stadler danke ich für die bereitwillige Anleitung, die er mir bei der röntgenographischen Bearbeitung der Proben im Geologischen Landesamt NRW, Krefeld, zukommen ließ.

Herrn Professor Dr. von Gaertner und seinen Mitarbeitern gilt mein Dank für die Anfertigung einiger DT-Analysen. In gleicher Weise schulde ich dem Leiter des Chemischen Hauptlaboratoriums der Saarbergwerke AG, Herrn Professor Dr. Schuhknecht, Dank für die chemische Untersuchung einiger Proben.

Die petrophysikalischen Messungen wurden bei der Firma Géopétrole, Paris, durchgeführt. Dem wissenschaftlichen Direktor der Firma, Herrn Professor Dr. Houpeurt, bin ich verbunden für die Diskussionen über die gemessenen petrophysikalischen Daten.

Mein Dank gilt auch Herrn Privatdozent Dr. Ernst, Universität Tübingen, für die Durchführung der Bor-Analysen und für die freundliche Überlassung eigener Analysenwerte.

Verbunden fühle ich mich auch den Mitarbeitern der Geologischen Abteilung der Bergingenieurschule. Insbesondere danke ich Herrn Dr. H. Damberger für einige Anregungen, die sich aus zahlreichen Diskussionen ergaben.

Den verschiedenen Markscheidereien der Saarbergwerke AG sei für die bereitwillige Überlassung der Bohrprofile gedankt.

1. 2 Bemerkungen zur Nomenklatur

Die untersuchten Sedimente werden im Titel als feinklastisch bezeichnet. Gemeint sind Sedimente, die mit ihrer Körnung nach WENTWORTH (1922) im Ton- und Siltbereich liegen:

$<$ 1/256 mm ($\sim$ 0,004 mm = 4 mikron) : Ton
1/256 - 1/16 mm ($\sim$ 0,06 mm = 60 mikron) : Silt

Diese Gesteine werden im Saarkarbon als Schiefertone (oft auch Tonschiefer) und bei gröberer Körnung als Sandschiefer bezeichnet, wobei beide Gesteinstypen weiter unterteilt werden.

Sinnvoller ist es, den Anregungen FÜCHTBAUER's (1959) und A. SCHERP's (1963) zu folgen. Ihrer Meinung nach ist eine derartige Nomenklatur irreleitend und erschwert unnötig überregionale Vergleiche. SCHERP meint: Allgemein wird in der Petrographie die Regel befolgt, daß ein nur diagenetisch verfestigtes Sediment die Endung "-stein" erhält. So zum Beispiel Mergel - Mergelstein, Sand - Sandstein. Wenn eine Schieferung ausgebildet ist, wird als Endsilbe "-schiefer" angewandt. Die Endsilbe bezeichnet also jeweils den Zustand bzw. die Ausbildung des Gesteins. Leider ist bei den Tongesteinen oft von dieser Regel abgewichen worden. Aus einem tonigen Sediment sollte nach diagenetischer Verfestigung ein Tonstein werden und erst bei vorliegender Schieferung ein Tonschiefer. Die mesozoischen tonigen Gesteine werden üblicherweise auch richtig als Tonsteine angesprochen. Die Bezeichnung Schieferton bzw. Tonschiefer, die in Deutschland immer noch für die tonigen Sedimente des Oberkarbons angewandt wird, ist unkorrekt und irreführend. Das Gestein ist kein Ton mehr, weshalb man nicht von einem Schieferton sprechen kann. Tonschiefer tritt ebenso wenig zu, da diese Gesteine nur ganz selten schwach geschiefert sind.

Man sollte auch bei den oberkarbonischen Tongesteinen, die nur eine diagenetische Verfestigung erfahren haben, von Tonsteinen sprechen. Die häufige schichtparallele Spaltbarkeit sollte nicht dazu verleiten, den Begriff "schiefer" in der Namengebung zu verwenden.

Um eine Verwechslung mit den im Oberkarbon bankförmig auftretenden Tonsteinen, die gute Leithorizonte abgeben, zu vermeiden, ist es angebracht, diese mit charakteristischen Eigenschaften zu benennen. Auf Grund der vorherrschenden Mineralkomponente wurde schon der Name Kaolintonstein vorgeschlagen (1. Colloquium über die Entstehung der Tonsteine des Ruhrkarbons in Krefeld am 25. 3. 1959). Jedoch wäre die Bezeichnung Leittonstein besser, weil hier einmal die bedeutungsvollere Eigenart festgehalten wird, und man zum anderen unabhängig ist von einem manchmal auftretenden Wechsel in der Hauptmineralzusammensetzung. Ebenso ist die Bezeichnung Kohlentonstein nicht ganz zutreffend, da vereinzelt diese Tonsteine außerhalb der Nachbarschaft von Flözen gefunden werden. Wegen der eigenen Problematik der "Leittonsteine" wurde auf eine Berücksichtigung im Rahmen dieser Untersuchungen verzichtet. In dieser Arbeit soll vielmehr das feinklastische Nebengestein, das über 65 % Anteil am Aufbau der oberkarbonischen Schichtenfolge hat, untersucht werden.

1. 3 Zielsetzung der Arbeit

Im Rahmen des Forschungsvorhabens "Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen über die Herkunft und das Auftreten von Grubengas im saarländischen Steinkohlengebirge" erwies es sich als notwendig, die bisherigen Kenntnisse über die mengenmäßig so bedeutungsvollen feinklastischen Sedimente zu erweitern. In dieser Arbeit werden die mineralogisch-petrographischen und petrophysikalischen Eigenschaften dieser Gesteine untersucht. Es wird auf deren chemische und mechanische Diagenese eingegangen. In vergleichenden Betrachtungen werden Zusammenhänge zwischen den einzelnen Eigenschaften aufgezeigt.

Die vorliegenden Ergebnisse geben die Unterlagen für Aussagen über eine mögliche Gasspeicherung und Gaswanderung in diesen Sedimenten.

Von WEBER (1966) wurde eine Bearbeitung der grobklastischen Sedimente mit gleicher Zielsetzung durchgeführt.

1. 4 Überblick über die Geologie des Saarlandes

Die untersuchten Tonsteine des Westfal C/D und Stefan A/B stammen aus einer limnischen Sedimentabfolge, die in einem intramontanen Becken des jungvariszischen Orogens zur Ablagerung kam. Der Zeitpunkt der Bildung dieses Beckens (Saarbecken) ist nicht klar, obwohl geophysikalische Messungen und Tiefbohrungen in Lothringen und im Saarland wesentliche neue Erkenntnisse gebracht haben. Die uns unmittelbar zugängliche Schichtenfolge des Westfal C/D und Stefan A/B/C ist sehr wechselhaft aufgebaut.

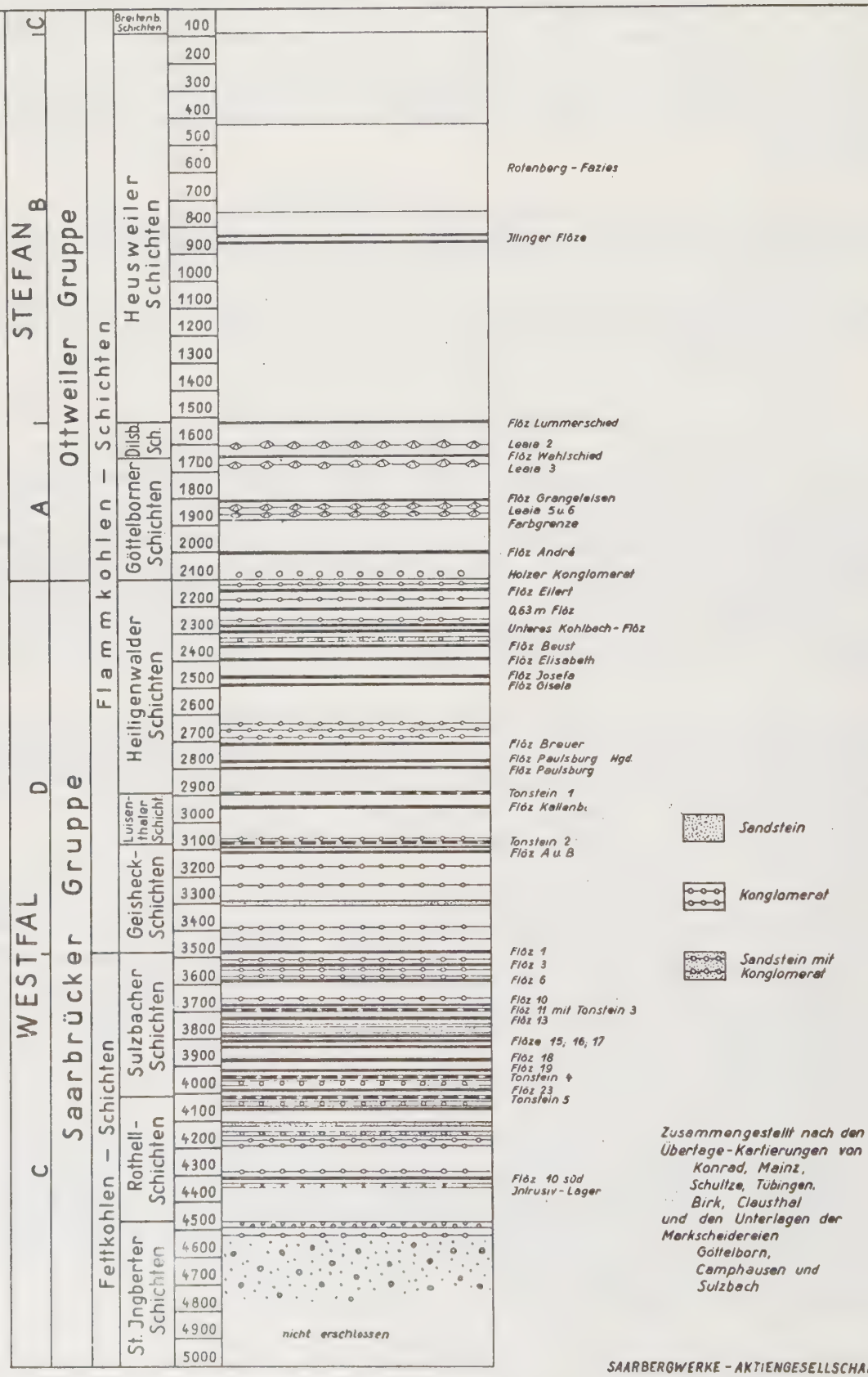
Nach heutiger Auffassung stammt das klastische Material der Westfalsedimente aus dem Rheinischen Schiefergebirge, welches während der Absenkung des Saarbeckens in Auffaltung begriffen war. Das Material der Stefansedimente hingegen muß zu einem erheblichen Teil auch von dem überwiegend kristallinen südlichen Randgebirge abgeleitet werden (KNEUPER 1964).

Im Saarbecken erfolgte ein Fortbau der Sedimentation und Tektonik im Sinne von Stille von SW nach NE. Der Sedimentationsraum erreichte im Westfal den Rand des Mainzer Beckens und im Stefan den Raum um Frankfurt. Ebenso wanderte der südwestliche Beckenrand nach NE und es folgte die Faltung; zuerst in Lothringen, dann im Saarland und später im Pfälzer Bergland. Das Saarbecken stellt also einen unruhigen, schmalen und langgestreckten Sedimentationstrog in dem jungvariszischen Orogen dar.

Die Schichtenabfolge ist gekennzeichnet durch Sedimentationslücken, örtliche Erosions- und Winkeldiskordanzen, rasche Mächtigkeitsänderungen und häufigen lateralen Fazieswechsel. Auf Grund der linsenartigen Sedimentation ist es nicht möglich, eine allgemeingültige Normalschichtenfolge aufzustellen. So hat die in Abb. 1 wiedergegebene Schichtenfolge nur lokale Bedeutung, sie soll lediglich die stratigraphische Abfolge veranschaulichen.

Schichtenfolge in der Kulmination des Saarbrücker Hauptsattels

(Schnitt Dirmingen – St. Ingbert)



Zusammengestellt nach den Überlage-Kartierungen von Konrad, Mainz, Schultze, Tübingen. Birk, Clausthal und den Unterlagen der Markscheidereien Göttelborn, Camphausen und Sulzbach

SAARBERGWERKE - AKTIENGESELLSCHAFT
Bergschule - Geol. Abteilung
REHKOPF 1963 HD

Abb. 1

① BERUS

② PICARD

③ NEUFORWEILER

④ KRUGHÜTTE 4

⑤ KRUGHÜTTE 2

⑥ KRUGHÜTTE 3

⑦ SAARBRÜCKEN W1

⑧ WEIERBACHTAL

⑨ SAARBRÜCKEN N

⑩ TEUFELSPFORTE

⑪ WALDBACH

⑫ WEILERBACHTAL

⑬ NEUMÜNSTER

⑭ KERBACH

Abb 2 Lage der Bohrungen

MARKWICH

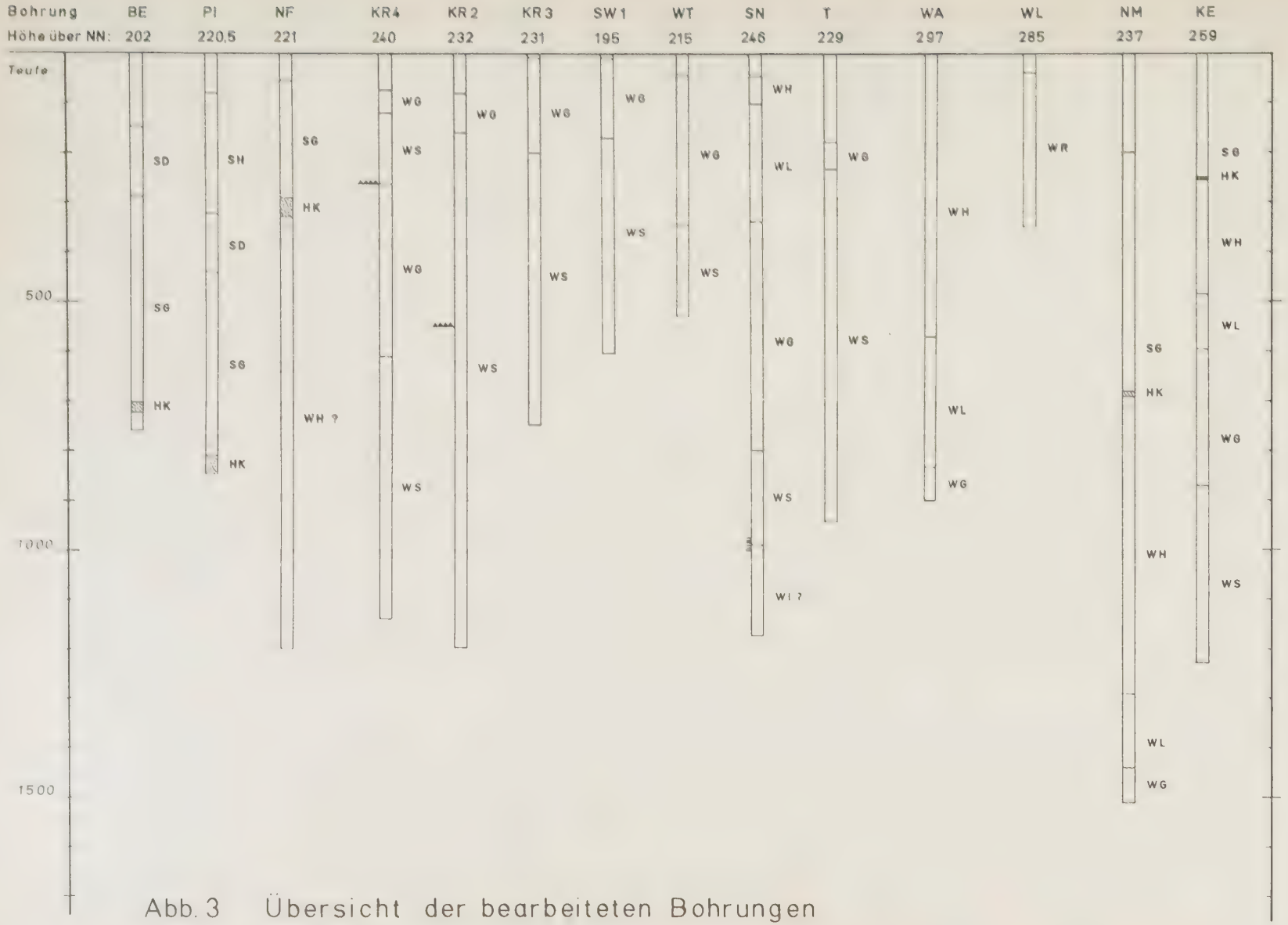


Abb. 3 Übersicht der bearbeiteten Bohrungen

Bohrungen

BE	Berus
PI	Picard
NF	Neuforweiler
KR 4	Krughütte 4
KR 2	Krughütte 2
KR 3	Krughütte 3
SW 1	Saarbrücken W 1
WT	Weierbachtal
SN	Saarbrücken N
T	Teufelspforte
WA	Waldbach
WL	Weilerbachtal
NM	Neumünster
KE	Kerbach

Schichtglieder

SH	Hausweiler Sch
SD	Dilsburger Sch
SG	Göttelborner Sch
HK	Holzer Konglomerat
WH	Heiligenwalder Sch
WL	Luisenthaler Sch.
WG	Geisheck Sch
WS	Sulzbacher Sch
WR	Rothell Sch.
WI	ST. Ingberter

STEFAN A B
WESTFAL D C

Hauptüberschiebung

Saarsprung

MARKWICH

1. 5 Lage und Stratigraphie der bearbeiteten Bohrungen

Von den zahlreichen Aufschlußbohrungen, die die Saarbergwerke AG in einem fortlaufenden Programm niedergebracht haben, wurden 14 Bohrungen ausgewählt. Die Bohrungen sollten einmal alle Schichtglieder des gebauten Oberkarbons erfassen - soweit möglich gleiche Schichtglieder in verschiedenen Teufen - und zum anderen sollten sie nach Möglichkeit über den gesamten Saartrog verstreut liegen. Abb. 2 zeigt die topographische Lage der Bohrungen in einer geologischen Übersichtskarte, Abb. 3 die durchteuften oberkarbonischen Schichten. Die genaue topographische Lage, Endteufe und das Jahr der Fertigstellung für die einzelnen Bohrungen zeigt die folgende Zusammenstellung:

Bohrung	Koordinaten R^{25}	H^{54}	Endteufe (m)	Jahr
Berus	51 840	58 685	760	1964
Picard	52 110	63 600	847	63
Neuforweiler	53 316	60 622	1200	59
Krughütte 4	66 098	53 723	1141	63
Krughütte 2	65 979	54 038	1196	62
Krughütte 3	66 683	54 459	748	63
Saarbrücken W 1	68 972	55 848	603	61
Weierbachtal	68 854	57 064	530	61
Saarbrücken N	70 370	58 367	1176	61
Teufelspforte	69 192	54 259	943	64
Waldbach	71 166	64 015	902	58
Weilerbachtal	83 536	66 129	351	62
Neumünster	85 257	74 531	1513	58
Kerbach	87 896	73 464	1228	58

Tabelle 1

Da die Bohrungen im Oberkarbon vollständig gekernt wurden, liegt ein reichhaltiges Probenmaterial vor. Insgesamt wurden etwa 1000 Kernproben entnommen und untersucht.

2. Mineralogisch - Petrographische Untersuchungen

2. 1 Makroskopische Beschreibung des Probenmaterials

2. 1. 1 Farbe

Die augenfälligste makroskopische Gegebenheit ist der Farbwechsel von den grauen Sedimenten des Westfals zu den bunten des Stefans. Das Westfal weist unterschiedliche Grauschattierungen auf von hellgrau bis nahezu schwarz. Nur in den oberen Heiligenwalder Schichten findet man untergeordnet grau-grünliche Färbung. Das Stefan besteht überwiegend aus grün- und rotbunten Sedimenten.

Auch graue, violette und braune Farben sind nicht selten. Rot- und Grünfärbung können rein auftreten und sich streng nach der Schichtung richten (Bildtafel 1/a), sie können aber auch jeweils hofartig in der anderen Färbung erscheinen. Nicht selten ist auch ein schlierenhaftes Ineinandergreifen der beiden Färbungen zu beobachten (Bildtafel 1/b).

KELLER (1953) weist nach, daß die Grünfärbung toniger Substanzen auf Eisensilikate zurückgeführt werden kann. Hauptsächlich eisenhaltigen Illit und Montmorillonit identifizierte er als Farbträger. Nach GRIM (1951) muß man auch dem Chlorit grünfärbende Eigenschaften zuschreiben. So kann man auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung (s. 2. 3. 3) für die vorliegenden tonigen Substanzen eine primäre Grünfärbung annehmen.

Die verschiedenen Graufarben der Westfalsedimente sind auf die unterschiedlichen Beimengungen kohliger Substanz zurückzuführen. Diese besitzt starke Pigmentierungskraft und kann schon in geringfügigen Beimischungen eine primäre Grünfärbung mit Grautönen überdecken. Die Rotfärbung im Stefan muß auf eine Pigmentierung mit dreiwertigen Eisenoxydverbindungen (Hämatit, Limonit) zurückgeführt werden.

Der Färbungsmechanismus, der Rot- und Grünfärbung nebeneinander entstehen läßt, kann wie folgt erklärt werden: An der Wende Westfal/Stefan erfolgte sowohl im Becken, als auch in seiner Umrandung ein tiefgreifender Wandel paläogeographischer und tektonischer Art. Diese Veränderungen wirkten sich auch auf den Abtragungsschutt aus. Durch eine intensive Rotverwitterung kam rot gefärbtes Material zur Sedimentation.
Auf Grund der flözbildenden Fazies und einer über das ganze Stefan zu verfolgenden frühdiagenetischen Sideritführung muß man für den stefanischen Sedimentationssprung* ein zur Reduktion tendierendes Milieu annehmen. Ein detritisch geliefertes Fe^{III}-Oxyd und ein frühdiagenetisch gebildetes Eisenkarbonat erklärt am ehesten das Nebeneinander dieser beiden milieuentgegengesetzten Verbindungen. So kann das detritisch gelieferte rotfärbende Fe^{III}-Oxyd teilweise synsedimentär reduziert und durch kohlensaure Wässer abgeführt worden sein. Dabei kam die primäre Grünfärbung wieder zum Vorschein. Je nach der Intensität der Reduktion des Liefermaterials, was von der Sedimentationsgeschwindigkeit und der jeweiligen Stärke des reduzierenden Milieus abhängig gewesen sein mag, fand die Rückfärbung zu grün schichtenweise, schlierenweise oder hofartig statt.

Graufärbungen im Stefan, wie sie in der Nachbarschaft von Flözen (Grauzonen) und in den Leaiahorizonten auftreten, weisen auf stärker reduzierende Bedingungen und Beimengungen organischer Substanz hin. Unterhalb des Holzer Konglomerates kann man immerwieder auf $\prec$ 1 - 15 m eine Buntfärbung der Heiligenwalder Schichten feststellen. Diese wird als eine jüngere Sekundärfärbung durch deszendente Lösungen betrachtet.

2. 1. 2 Die makroskopisch erkennbare stoffliche Zusammensetzung

Makroskopisch kann man unter den gesteinsbildenden Mineralien nur zwischen Quarz und Tonsubstanz unterscheiden. Nach einiger Übung läßt sich nach dem Geräusch, das ein kratzender Hammer erzeugt, der Quarzgehalt recht gut abschätzen. Schliffbilder haben die auf diese Weise vorgenommene Einteilung in

feinkörnige und siltige Tonsteine (s. Tafeln im Anhang) recht gut bestätigt. Eine differenziertere Einteilung, wie sin der Arbeit von GRIBNITZ (1952) für das Ruhrkarbon diskutiert wird, wurde bei der Problemstellung der vorliegenden Arbeit für nicht notwendig gefunden. Durch eine ausgeprägte Feinschichtung sind in einem Handstück oft verschiedene Typen enthalten. So wurde nach dem jeweils vorliegenden Gesamtquarzgehalt nur eine Zweiteilung vorgenommen.
Als weitere klastische Komponente sind an schichtparallelen Spaltflächen häufig helle Glimmerschuppen zu erkennen.

Fast in allen Proben konnte Siderit nachgewiesen werden.
Makroskopisch ist es jedoch nur zu erkennen, wenn er konkretionär oder lagenweise so angereichert ist, daß man von Toneisenstein sprechen muß oder wenn er grobkristallin auf Gängen und in Drusen auftritt.

Im frischen Bruch zeigen die Toneisensteine graue Farbtönungen, deren Helligkeit durch die Beimengungen von fein verteilter organischer Substanz bestimmt wird. Angewittert verfärben sie sich durch Bildung von Limonit bräunlich.

Ihre Entstehung beruht auf der Ausfällung kohlensäurehaltiger Wässer im Untergrund der Torfvegetation. Durch den Abbau der Humussäuren bildete sich CO_2. Unter reduzierenden Bedingungen verband sich dieses mit Eisen aus dem Detritusmaterial zu Siderit. Man muß bei diesem frühdiagenetisch gebildeten Siderit mit erheblichen Verunreinigungen durch Mg und Ca rechnen.

Schon makroskopisch ist eine zweite jüngere Sideritgeneration zu erkennen (Bildtafel 1/d). Diese ist reiner und grobkörniger. Sie füllt Risse und Hohlräume gang- bzw. drusenartig aus. Es handelt sich eindeutig um eine Kristallisation aus Lösung.

Als weiteres makroskopisch erkennbares Mineral muß Pyrit angeführt werden. Bildtafel 1/e zeigt Pyrit in lagenweiser Anordnung in einem stark bituminösen Tonstein. Ein pigmentartiges Auftreten ist ebenfalls möglich.

Seine Bildung ist frühdiagenetisch zu deuten. Der bei der Vertorfung frei werdende organische Schwefelgehalt der Pflanzen reagierte mit eisenhaltigen Lösung zu Pyrit.

Einen bedeutenden Anteil am Aufbau der Tonsteine - besonders im Westfal - haben organische Substanzen. Diese können feinkörnig über das ganze Gestein verteilt sein, schmitzenartige kleine Flöze bilden oder in Form von inkohltem Pflanzenhexel vorliegen.

2. 1. 3 Sedimentstrukturen

Die untersuchten feinklastischen Sedimente können in gebänderte und ungebänderte eingeteilt werden. Im Westfal überwiegen bei weitem die gebänderten Sedimente, d. h. solche mit einer deutlichen Lamination. Im Stefan tritt diese Erscheinung zurück. Lamination entsteht im stillen Wasser, zeigt aber gleichzeitig unbeständige Sedimentationsverhältnisse an. Sie entsteht durch Wechsel

des Sedimentationsmaterials oder durch Änderung der Ablagerungsbedingungen. Es entsteht ein Sediment, das aus feinen Lagen unterschiedlichen Materials besteht. Die Unterschiedlichkeit kann sich auf die Zusammensetzung oder auf die Korngröße beziehen.

Die Lamination ist bis in mikroskopische Bereiche zu finden. Eine makroskopisch auszuscheidende Lamelle von einigen mm Mächtigkeit zeigt unter dem Mikroskop wieder eine feinere Lamination, die in Größenordnungen von Bruchteilen eines mm sich zu erkennen gibt. In der mikroskopischen Beschreibung werden die Entstehungsmöglichkeiten diskutiert. Makroskopisch macht sich die Lamination durch Feinschichten bemerkbar, die zwischen < 1 mm bis einige mm mächtig sind (Bildtafeln 1/c, 1/e, 1/g, 1/h, 2/a). Die Unterschiedlichkeit der Feinschichten beruht meistens auf unterschiedlichen Beimengungen organischer Substanz oder einem unterschiedlichen Quarzgehalt. Gleicher Quarzgehalt kann sich noch durch einen Korngrößenwechsel unterscheiden. Oft wird aber auch eine Lamination durch Kohleschmitzen erzeugt, seltener durch unterschiedliche Sideritführung oder Pyritlagen.

Auf Grund der Lamination sind Sedimentstrukturen, die durch subaquatische Rutschungen und durch Setzung entstehen, recht gut zu erkennen.

Bildtafel 1/f zeigt subaquatische Rutschungsstrukturen. Nach COOPER (1943) geschieht die Bewegung nur über wenige cm bei ganz geringen Neigungswinkeln (Minimum 2^{o}). Das Sediment befindet sich in einem halbverfestigten Zustand und bei genügendem Zusammenhang findet keine Erosion an der Basis der Struktur statt, besonders wenn das liegende Material noch plastisch ist. Die Auflage schneidet die Struktur diskordant ab. Sie ist erst nach der Verfältelung sedimentiert. Die Verfältelungen haben die Neigung, spitze Sättel und weite Mulden zu bilden, so daß sie zur Erkennung von überkippter Lagerung dienen können.

Bei der im Saarkarbon vorzufindenden linsenartigen Sedimentation klastischen Materials verschiedener Körnung sind Setzungsstrukturen von vornherein zu erwarten. Häufig treten in den feinklastischen Sedimenten kleine Setzungsharnische auf. Die Bohrkerne spalten in der Ebene solcher Setzungsharnische mit einem höckerigen Bruch auf. Man sieht dann die glänzenden Harnische, die die Ansatzpunkte für den Bruch gaben.

Bei einer notwendigen Kompensation größerer Setzungsunterschiede bilden sich Setzungsflexuren oder -störungen aus. Sie haben das gleiche Erscheinungsbild wie tektonische Strukturen (Bildtafel 1/g und 1/h). Bildtafel 1/h ist gleichzeitig ein Beweis für die frühdiagenetische Bildung der Sideritkonkretionen. Sie müssen jedoch jünger als die klastischen Komponenten sein, da die Feinschichtung oft deutliche sichtbar durch sie hindurchsetzt.

Im Westfal seltener als im Stefan konnten einige Austrocknungshorizonte gefunden werden. Das Sediment ist durch Schrumpfungsrisse stark aufgelockert. Bildtafel 2/a zeigt einen solchen Horizont aus den Heusweiler Schichten (Bohrung Picard 138,5 m). Es wäre zu prüfen, inwieweit die Austrocknungshorizonte als lokale Leithorizonte von Bedeutung sind.

Bildtafel 2/b zeigt Tonsteine aus dem Westfal und Stefan, in denen senkrecht zur Schichtung Sandblätter eingelagert sind. Diese Sandblätter kann man sich so entstanden denken, daß Risse in dem frisch abgelagerten Ton mit Sand gefüllt werden. Die Tonsteine sind tektonisch ungestört. Die Verfältelung der Sandblätter muß* erklärt werden. Der Sandstein kann die stärkere Setzungsrate der Tonsteine nur durch Faltenbildung kompensieren.

Es ist deutlich zu erkennen, daß die Verfältelung des Sandblattes im Westfalsediment weiter fortgeschritten ist als im Stefan. Planimetrische Ausmessungen haben ergeben, daß im Stefan die relative Setzungsrate des Tones etwa 1, 5 mal und im Westfal sogar mehr als 2 mal so groß ist als die des Sandsteins. Da man annehmen muß, daß der Sandstein im Westfal stärker kompremiert wurde als im Stefan, ist für die absoluten Setzungsraten ein noch stärkeres Überwiegen des Westfalwertes anzunehmen. Es ist in den beiden Abbildungen die stärkere Setzung der Westfaltonsteine gegenüber den Stefantonsteinen sichtbar gemacht.

2. 2 Mikroskopische Beschreibung des Probenmaterials

Zur Bearbeitung wurden nur Dünnschliffe herangezogen. Eine Aufbereitung des Materials nach den herkömmlichen Methoden ist nicht möglich. Der Versuch einer mechanischen Aufbereitung durch Mahlen lieferte nicht den natürlichen Kornbestand, sondern Bruchformen. Für eine chemische Aufbereitung konnte keine Reagenz gefunden werden, die in annehmbarer Zeit wirksam wurde. So mußte auf eine fraktonierte Korngrößenanalyse verzichtet werden.

2. 2. 1 Mineralogische Zusammensetzung

Infolge der geringen Korngröße sind die vorliegenden Tonsteine an Hand von Dünnschliffen auf ihre mineralogische Zusammensetzung nur schwer und ungenau zu untersuchen. So wurden die Dünnschliffe mehr zu einer überschlägigen Kontrolle der Röntgenbeugungsanalysen sowie zur Untersuchung der Mikrotextur herangezogen. Dennoch sei kurz auf den mikroskopisch erkennbaren Mineralhaushalt eingegangen:

Quarz tritt in unterschiedlich gerundeten Körnern mit einem Prozentanteil anteil zwischen 10 - 40 % auf. Am häufigsten sind Gehalte um 25 %. Selten kommt es zu einem Kornkontakt, vielmehr schwimmen die einzelnen Körner in einer tonigen Grundmasse. Die Korndurchmesser liegen überwiegend unter 100 mikron, meistens sogar unter 50 mikron. Durchmesser über 100 mikron sind jedoch nicht selten. Allgemein läuft mit zunehmendem Quarzgehalt eine Kornvergrößerung parallel. Vereinzelt konnten bis über 200 mikron lange spitze Quarznadeln gefunden werden (Bildtafel 2/c). Die Nadeln löschen unter gekreuzten Nicols einheitlich aus und zeigen keinerlei Anhaltspunkte für ein orientiertes Weiterwachsen eines detritischen Kornes. Man kann daher nicht ausschließen, daß es sich um vollständig detritisches Material handelt, wobei der Transport bei einer Einbettung in einem Tongeröll denkbar wäre. Bildtafel 2/d zeigt ein beiderseitiges Umbiegen der Nadel in die Laminationsebene, d. h. in die Ebene senkrecht zum Druck. Hier ist man eher geneigt, eine authigene Neubildung von Quarz nach dem RIECKEschen Prinzip anzunehmen.

In Schliffen senkrecht zur Schichtung sieht man oft eine schichtparallele Einregelung von Glimmermineralen. Es handelt sich überwiegend um Serizit und ganz untergeordnet um Biotit. Die Kornformen zeigen zerlappte Enden und sind oft nicht scharf einzustellen.
Die Länge der Glimmerblätter liegt meistens unter 100 mikron, die Dicke erreicht selten 5 mikron. Ähnlich wie bei dem Quarz nimmt der Anteil der Glimmer mit zunehmender Kornvergröberung zu, wobei gleichzeitig die Ausmaße wachsen. Die abgeschätzten Prozentanteile liegen zwischen 0 und 20 %.

An Tonmineralen konnte illitisches, kaolinitisches und chloritisches Mineral nachgewiesen werden. Die in der Grundmasse auszumachenden nur wenige mikron* glimmerartige Blättchen konnten als illitisches Mineral angesprochen werden. Der geschätzte Anteil kann 40 % erreichen. An manchen Stellen fast rein angereichert, bildet es ein gewebeartig ineinandergreifendes Gitter. Näheren optischen Untersuchungen war es nicht zugänglich (s. Bildtafel 2/d, 3 f, 3 g, 3 h). Kaolinitisches Mineral ist mehr oder weniger deutlich als Gemengteil in der Grundmasse zu erkennen. Eine Abgrenzung gegenüber chloritisches Mineral ist jedoch nicht immer möglich. Sicherer ist kaolinitisches Mineral in gang- und drusenartigen Ausfüllungen anzusprechen (Bildtafel 2/~~3~~ 2 f, 2 g). Es handelt sich hier zweifellos um sekundäre Bildungen. Bevorzugt findet man diese in sideritischer Umgebung. Meist ist das kaolinitische Mineral von Bändern grobkörnigeren Siderits umgeben.

Röntgenographisch konnte in fast allen Proben chloritisches Mineral nachgewiesen werden. Mikroskopisch ist die Ansprache jedoch nicht eindeutig. Es ist in submikroskopischer Größe der Grundmasse beigemengt und ist dort vom kaolinitischen Mineral mikroskopisch schwer zu unterscheiden.

In allen Proben ist in unterschiedlichen Mengen Karbonat enthalten. Ganz überwiegend handelt es sich um Siderit. Vereinzelt treten in stefanischen Proben geringe Kalkspatvorkommen auf. Schon bei der makroskopischen Beschreibung wurde darauf hingewiesen, daß eine feinkörnige frühdiagenetische und eine grobkörnige jüngere Generation zu unterscheiden ist. Mikroskopisch bietet sich das gleiche Bild. Der feinkörnige frühdiagenetisch gebildete Siderit ist zu unterschiedlichen Anteilen in der Grundmasse enthalten. Von punktartigen Nestern (Bildtafel 2/h) bis zu einer vollständigen Sideritdurchsetzung der Grundmasse sind alle Übergänge vorhanden. Bei stärkeren Vergrößerungen zeigt sich oft eine sphäritische Struktur (Bildtafel 3/a). An dünnen Bändern kohliger Substanz setzt häufig die Sideritführung plötzlich aus (Bildtafel 3/b und 3/c). Die dünnen Bänder mußten ausgereicht haben, einen Lösungsstau zu verursachen.

Der jüngere grobkörnige Siderit tritt gangartig oder in Form von Konkretionen auf. Bildtafel 3/d zeigt die für diese Vorkommen typischen Pflasterstrukturen.

Bei den rotbunten Tonsteinen des Stefans findet man eine stellenweise oder vollständige Pigmentierung der Grundmasse mit Hämatit. Das opake pigmentartige Vorkommen läßt auf eine Ausfällung aus kolloidaler Lösung schließen.

Als untergeordnete Gemengteile treten Feldspat, Pyrit und ganz selten Gips auf. Schwerminerale konnten nur vereinzelt gefunden werden. Der Feldspat ist meistens nur noch in seinen Reliktstrukturen zu erkennen, die von einem kaolinitisch - illitischen oder karbonatischen Gewebe gebildet werden. Pyrit erscheint fast ausschließlich im Westfal. Seine Verbreitung ist gering, die wenigen Vorkommen sind jedoch intensiv. Er kommt sowohl in sphäritischen Bildungen als auch mit klaren Kristallumrissen vor. Nur in zwei Schliffen aus dem Stefan konnten authigene Gipskristalle gefunden werden.

Kohlige Substanz ist in unterschiedlichen Mengen und Arten ein charakteristischer Bestandteil der untersuchen Sedimente. Die Menge kann unter 1 % bis über 50 % (Brandschiefer) ausmachen. Im Westfal liegt der Anteil kohliger Substanz deutlich höher als im Stefan. Im Stefan übersteigt er selten 1 %. Die verschiedenen Erscheinungsformen sind:

a) feinkörnige Verteilung in der Grundmasse
b) kleine Flözbänder im mm-Bereich
c) detritischer Pflanzenhexel

Aus genetischer Sicht muß man zwischen detritisch eingeschwämmter Kohle und Pflanzen bzw. Torfpartikeln, die dann im Tonstein erst inkohlt wurden, unterscheiden.

Bildtafel 3/ℓ zeigt ein häufig zu findendes bizarr geformtes Erscheinungsbild. Hier liegt wohl detritisch gelieferte Torfsubstanz vor, die während der Setzung noch plastisch verformt werden konnte.

Gesamteindruck der Schliffbilder: In einer überwiegend illitischen Grundmasse mit kaolinitischem und chloritischem Mineral schwimmen Quarzkörner und Serizitschuppen. Oft ist eine lagenweise Anordnung der gröberen Komponenten ersichtlich. Die Grundmasse ist mehr oder weniger stark sideritisiert. In kleinen Konkretionen und Gängen tritt grobkörniger Siderit und kaolinitisches Mineral auf, wobei Kaolinit nach Siderit. Im Westfal häufiger als im Stefan findet man organische Substanz. Die Stefantonsteine enthalten bei roter Färbung Hämatit. Untergeordnet kommen vor: Feldspat, Calcit, Schwerminerale, Gips (Stefan) und Pyrit (Westfal).

2. 2. 2 Mikrotextur

2. 2. 2. 1 Typeneinteilung

Die von GADE und KIRSCH (1961) durchgeführte Einteilung der feinklastischen Sedimente des Ruhrkarbons kann im Saarkarbon nachvollzogen werden. So kann ein Schuppentyp von einem Gewebetyp unterschieden we rden.

Der Schuppentyp ist wesentlich häufiger. Er hat einen beträchtlichen Anteil größerer Serizitschuppen (10 - 100 mikron) aufzuweisen und führt stets größere Mengen Quarzdetritus. In Schliffen senkrecht zur Schichtung sieht man die schichtparallele Einregelung der Serizitschuppen (Bildtafel 3/ℓ). Schliffe in der Schichtebene zeigen dagegen die Serizitschuppen meistens in der 001-Ansicht (Bildtafel 3/g). Bei wachsendem Quarzgehalt bildet der Schuppentyp Übergänge zu den Siltsteinen.

Der seltenere Gewebetyp ist wesentlich feinkörniger. In seiner typischen Vertretung ist er frei von Quarzkörnern und größeren Serizitschuppen. Er besteht aus einer feinstkörnigen Grundmasse illitischer, kaolinitischer und chloritischer Minerale. Treten kleine Quarzkörner auf, so sind sie meist von Serizitschuppen begleitet. So entstehen Übergänge zu dem Schuppentyp. Eine schichtparallele Anordnung ist bei dem reinen Gewebetyp nicht zu erkennen (Bildtafel 3/h).

2. 2. 2. 2 Lamination

Die makroskopisch zu erkennende Feinschichtung setzt sich bis in mikroskopische Bereiche fort. Die Lamination macht sich unter dem Mikroskop verschiedenartig bemerkbar. Im einzelnen sind zu unterscheiden:

1. Lamination durch eine schichtparallele Anordnung der blättchenartigen Tonminerale und der grobkörnigeren Serizitschuppen (Bildtafel 3/f).

2. Lamination durch Anreicherung organischen Materials in Lagen und Linsen (Bildtafel 4/a, 4/e, 4/f, 4/g).

3. Lamination durch Anreicherung von Quarz in Lagen und Linsen, wobei ein Korngrößenwechsel Hand in Hand geht (Bildtafel 4/d).

4. Lamination durch Anreicherung von Siderit, seltener Pyrit in Lagen und Linsen (Bildtafel 4/b).

So verschiedenartig die Lamination sich gibt, so vielseitig muß auch ihre Entstehung gedeutet werden:
Die schichtparallele Einregelung der Ton- und Glimmerminerale ist durch den Setzungsdruck verursacht. Der Wechsel von Lagen reich an kohliger Substanz mit solche, die frei sind von kohliger Substanz, deutet in seiner rhythmischen Abfolge auf periodische Änderung des Liefermaterials hin. Man ist geneigt, eine warvenartige Entstehung anzunehmen (Bildtafel 4/a, 4/e, 4/f, 4/g). Für die nicht periodisch auftretenden dünnen Kohlenflöze muß man eine allochthone Entstehung sich vorstellen (Bildtafel 4/c). Ein Wechsel der Korngrößen, der zumeist schon makroskopisch zu erkennen ist, ist auf Veränderungen der Strömungsverhältnisse zurückzuführen. Für eine lagenweise Anreicherung von Siderit bzw. Pyrit ist eine Änderung des geochemischen Milieus während der frühen Diagenese verantwortlich zu machen.

Die verschiedenen Laminationsursachen können gleichzeitig wirksam sein. Oft kann z. B. beobachtet werden, wie größere Lamellen, die sich durch unterschiedliche Körnung zu erkennen geben, in sich warvenartige Lamination zeigen.

Die Lamination macht Mikrostrukturen deutlich sichtbar. Bildtafel 4/e zeigt eine oft zu findende Setzungsstörung im mm-Bereich. Bildtafel 4 /f zeigt einen Ausschnitt aus einem spitzen Sattel, der durch subaquatische Rutschung gebildet wurde. Oft erzeugen diese Rutschungen eine völlige Zerstörung der Lamellenabfolge, so daß die ursprünglichen Lamellen stark deformiert ineinander greifen. Nicht selten trennen dann Bänder kohliger Substanz diese knäuelartig deformierten verschiedenen Sedimentationseinheiten. Die kohlige Substanz gab dem Lamellenmaterial bei der Verformung einen plastischen Halt.

Anders geartete chaotische Texturen findet man häufig im Stefan. Man kann sie als Folge einer Schrumpfung bei Austrocknung deuten.

2. 2. 2. 3 Messung der Einregelung

Angeregt durch eine Arbeit von GRIM, BRADLEX und WHITE (1957) wurde der Versuch unternommen, die Intensität der Kompaktion an dem Grad der Parallelität größerer Serizitschuppen zu messen. Die Untersuchungen erfolgten an senkrecht zur Schichtung orientierten Dünnschliffen des Schuppentyps.

Eingemessen wurde der Winkel, den größere Serizitschuppen mit der Laminationsebene bilden. Verbiegungen der Lamination sind zu beachten, damit man als Bezugsebene wirklich die Laminationsebene hat. Es wurden nur genügend große Serizitschuppen eingemessen (größer 20 mikron), da kleinere Schuppen auf Grund der geringeren Hebelwirkung einen höheren Unordnungsgrad zeigen. In einem Dünnschliff wurden auf diese Weise zwischen 150 und 200 Winkel gemessen, um einen repräsentativen Mittelwert zu erhalten.

Im Stefan liegt der Mittelwert zwischen 10° - 20°, wobei eine Teufenabhängigkeit ersichtlich ist. Die Serizitschuppen im Westfal sind deutlich besser orientiert. Die gefundenen Mittelwerte liegen zwischen 8° - 12°. Eine Teufenabhängigkeit ist nicht deutlich. Ebenso wie die Verfältelung der Sandblätter (Bildtafel 2/b) dokumentieren die gemessenen Werte eine stärkere Setzung des Westfals gegenüber dem Stefan.

2. 3 Röntgenbeugungsanalysen

2. 3. 1 Untersuchungsverfahren

An 30 Proben aus dem Stefan und 80 aus dem Westfal wurden Röntgenbegungsanalysen vorgenommen.

Etwa 10 cm^3 Probenmaterial wurde mit einem Brecher verzerkleinert. Jeweils 1, 5 g wurden dann dem Brechgut entnommen und mit einer Kugelmühle (Spex Mixer) nach 10 Minuten Mahldauer auf Analysenfeinheit gebracht. Etwa 1 g des Mahlgutes wurde danach in einer Weber-Presse unter Unterdruck gebracht (kleiner 1 torr) und bei einem Druck von 200 kg/cm^2 zu einer Tablette gepreßt.

Analysiert wurde mit einer Zählrohrgoniometer-Apparatur (Philips) in Verbindung mit einer Müller Mikro 111. Die Aufnahmebedingungen waren: $Cu_{K\alpha}$-Strahlung, Ni - Filter, 40 KV Röhrenspannung, 10 mA Röhrenstrom, Mittelwertsmessung: Zeitkonstante 2, Untersetzung 8, Meßfaktor 1, Winkelgeschwindigkeit des Goniometers 1°/min, Zählrohrspannung 1750 V, Papiervorschub 800 mm/h. Die Aufnahmen erfolgten jeweils über den Winkelbereich 2 θ zwisdhen 5° - 62°.

2. 3. 2 Die qualitative Zusammensetzung

Die Röntgenbeugungsdiagramme ließen in fast allen Fällen eine qualitative Ansprache des Mineralhaushalts zu. Lediglich bei den Toneisensteinen macht sich die Eigenstrahlung des Eisens störend bemerkbar. Der Untergrund der Diagramme wurde so stark angehoben, daß die Interferenzausschläge der beigemengten Minerale meistens nicht mehr zu erkennen waren (Abb. 4, unten)

Mit Hilfe der BRAGG'schen Gleichung: $2 d \sin \theta = n \lambda$
läßt sich für jede Interferenz der zugehörige Gitternetzebenenabstand (d) errechnen. Der Glanzwinkel θ ist aus dem Diagramm abzulesen, und die Wellenlänge (λ) ist durch die Versuchsanordnung gegeben ($Cu_{K\alpha}$: λ = 1. 541 Å). Die zur Auswertung herangezogene ASTM-Kartei gibt für alle Minerale die Folge der Röntgenbeugungsinterferenzen an. Aus einer Tabelle sind die d-Abstände, die relativen Intensitäten und die kristallographischen Indizierungen (h k l) der Interferenzen ersichtlich. So konnte für die zur Auswertung benutzten Interferenzen nach Errechnung des d-Wertes die (h k l) - Indizierung abgelesen werden. (s. Abb. 4, 5). Die Diagramme zeigen, daß für die schichtartig aufgebauten Tonminerale die (0 0 1) - oder Basisinterferenzen die größte Bedeutung haben. Im einzelnen konnten folgende Minerale identifiziert werden:

Quarz gibt sich durch eine Vielzahl von Interferenzen zu erkennen. Die höchste Intensität zeigt die um 2θ = 26. 6 liegende Interferenz. Sie ist den 101-Flächen zuzuschreiben. Zur Auswertung wurden jedoch herangezogen:

2θ = 20. 8	d = 4. 26 Å	(1 0 0)
2θ = 50. 1	d = 1. 82 Å	(1 1 2)

Feldspat konnte in fast allen Proben in ganz geringen Mengen nachgewiesen werden bei:

2θ = 27. 4 - 27. 9	d ~ 4. 02 Å

Da er in Dünnschliffen äußerst selten zu finden ist, muß es sich in den meisten Fällen um Gitterrelikte handeln, die mikroskopisch nicht mehr wahrnehmbar sind.

Muskovit-Illit macht sich auch in mehreren Interferenzen bemerkbar. Zur Auswertung wurde der spitze Peak benutzt bei:

2θ ~ 8. 8	d ~ 10. 0 Å	(0 0 2)

In der Probe 333 (Krughütte 2, 1124, 5 m) konnte montmorillonitisches Mineral nachgewiesen werden. Anstelle der spitzen Muskovit-Illit Interferenz bei 2θ = 8. 8 tritt eine breite stumpfe Interferenz auf, deren Spitze bei 2θ = 8. 4 liegt. Sie wurde als (0 0 1)-Interferenz eines montmorillonitischen Minerals gedeutet. Für den Basisabstand ergibt sich d = 11. 88 Å.

Auch Kaolinit zeigt eine Vielzahl von Interferenzen. Es konnte jedoch nicht eindeutig entschieden werden, ob es sich um Fireclay oder um Kaolinit handelt. Deshalb ist es besser, kaolinitisches Mineral zu sagen.

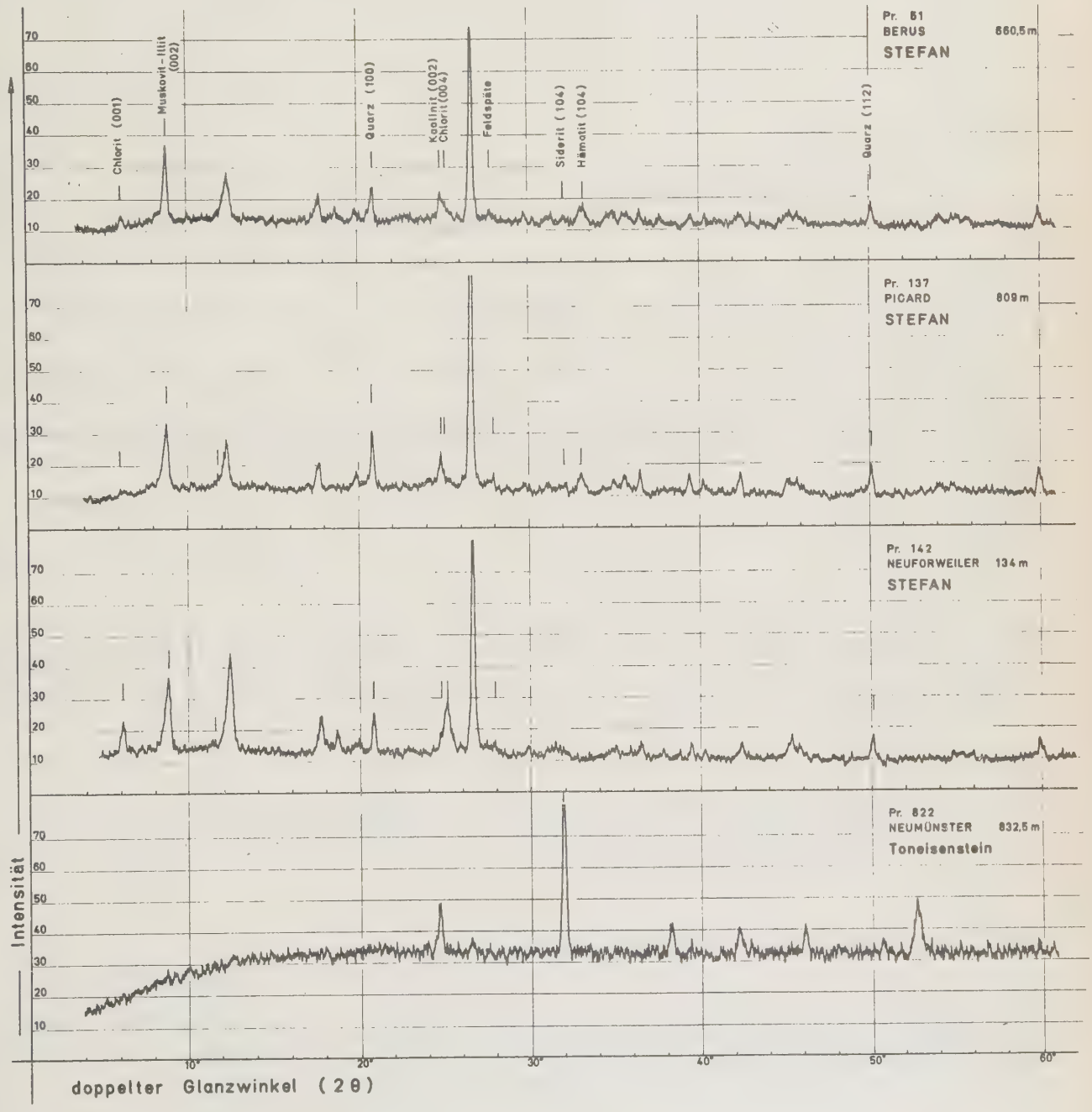


Abb. 4: Typische Röntgenbeugungsdiagramme aus dem Stefan und ein Diagramm eines Toneisensteins

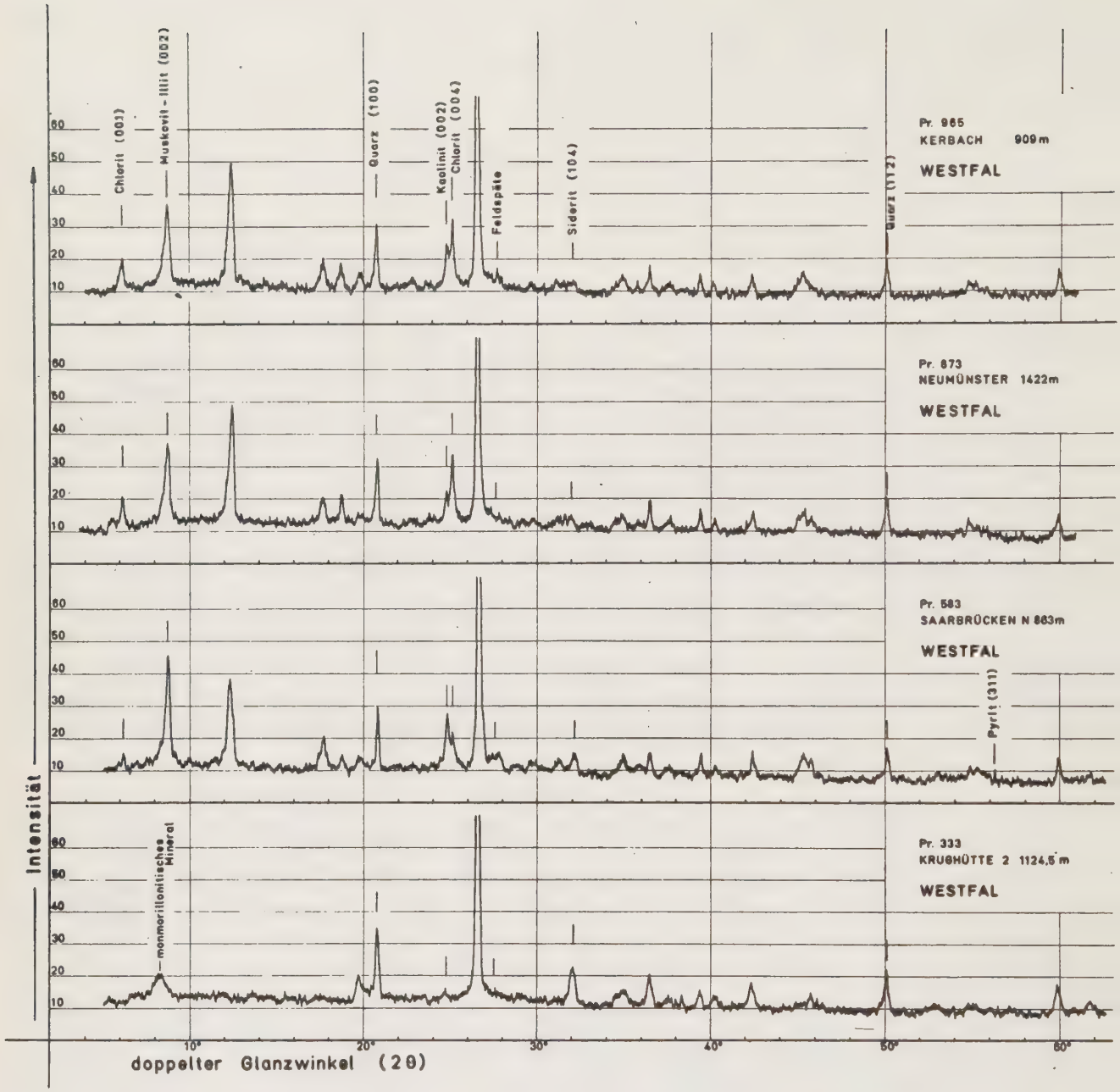


Abb. 5: Typische Röntgenbeugungsdiagramme aus dem Westfal und das Diagramm der einzigen Probe, in der montmorillonitisches Mineral nachgewiesen werden konnte.

Zur Auswertung konnte die Interferenz bei

$2\beta = 24.85$ $d = 3.57$ Å (0 0 2) genommen werden,

da sie sich fast immer deutlich von der benachbarten Chloritinterferenz abtrennen ließ (s. Abb. 4/5).

Beim Chlorit wurden die Interferenzen ausgewertet bei:

2 θ = 6.20	d = 14.02 Å	(0 0 1)
2 θ =25.10	d = 3.55 Å	(0 0 4)

Eine exakte Mineralansprache innerhalb der Chloritgruppe ist nicht möglich. Deshalb soll auch hier vom chloritischen Mineral gesprochen werden. Jedoch die gute Trennbarkeit der (004)-Interferenz von der kaolinitischen (002)-Interferenz, die durch eine Verschiebung der Chloritlinie zu einem höheren Glanzwinkelwert bzw. geringeren d-Wert bedingt ist, läßt auf Fe-reiches chloritisches Mineral schließen (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT, 1963).

Siderit konnte in fast allen Proben nachgewiesen werden. Zur Auswertung gelangte die Interferenz bei

2 θ = 32.1 - 32.2	d ~2.79 Å	(1 0 4)

Die Toneisensteine zeigen trotz des hohen Untergrundes recht deutlich die Abfolge der Sideritlinien (Abb. 38).

In den rot gefärbten stefanischen Proben konnte Hämatit nachgewiesen werden bei:

2 θ = 33.3 - 33.4	d ~ 2.69 Å	(1 0 4)

Nicht selten ist bei Westfalproben auf Grund einer schwachen Interferenz bei:

2 θ = 56.21	d = 1.636 Å	(3 1 1)

Pyritführung zu erkennen.

Vereinzelt, im Stefan häufiger als im Westfal, sind geringfügige Calcit-Interferenzen bei:

2 θ = 29.4 - 29.5	d ~3.04 Å	(1 0 4)

zu beobachten.

Im Stefan treten manchmal Interferenzen um 2 θ = 11.4 auf. Diese wurden einem Gipsgehalt zugesprochen.

2.3.3 Die quantitative Zusammensetzung

Die quantitative Analyse mittels der Röntgenbeugungsmethode ist sehr umstritten. Das liegt daran, daß die Intensität eines Interferenzausschlages nicht nur von der Konzentration der Substanz abhängig ist. Aus der Literatur ist zu entnehmen, daß auch folgende Faktoren einen Einfluß auf die Intensität der Interferenzen haben:

1. Die relative Zusammensetzung der Analysensubstanz.
   Gleiche Konzentrationen einer Komponente können in verschiedenen Mischungen verschiedene Intensitäten zeigen.

2. Die Korngröße der Analysensubstanz. Kleinere Körner zeigen bei gleicher Konzentration niedrigere Intensitäten. v. ENGELHARDT (1959) führt diesen Schwächungseffekt auf die vergrößerte Oberfläche zurück. Die Mineralkörner sind mit einer dünnen Schicht röntgenamorpher Substanz versehen, die eine Schwächung der Interferenz bewirkt. Je feiner das Mahlgut, umso stärker kommt dieser Effekt zur Geltung.

3. Die Orientierung der Körner. Besonders bei den Glimmern und blättchenartigen Tonmineralen können bei texturierten und nicht texturierten Präparaten bei gleicher Konzentration verschiedene Intensitäten auftauchen.

4. Die Kristallinität. Gleiche Konzentrationen der gleichen Substanz zeigen bei guter Kristallinität höhere Intensitäten als bei weniger guten Kristallisation.

Es wurde dennoch der Versuch unternommen, zu einer quantitativen Mineralansprache zu kommen. Mit Hilfe von 25 Mineralmischungen bekannter Zusammensetzung, die in ihrer Konsistenz mit den Analysensubstanzen vergleichbar waren, wurden Eichkurven aufgestellt. Diese Eichkurven wurden dazu benutzt, den Interferenzintensitäten der einzelnen Minerale Gewichtsprozente zuzuschreiben. Die Problematik dieser Methode ist bekannt. Bei der gegebenen Monotonität in der Zusammensetzung der Analysensubstanz sowie der streng eingehaltenen gleichen Behandlung der Analysen- und Testsubstanz, kann man jedoch auf eine Annäherung an die wahren Verhältnisse hoffen. Der Fehler in den Testdiagrammen liegt bei + 5 Gew. % absolut. Mit etwa dieser Fehlergrenze müssen auch die folgenden Angaben der Gew. % betrachtet werden.

Die Tonsteine des Stefans zeigen 70 - 90 % röntgenkristalline Substanz. Bis auf wenige Ausnahmen entfallen davon auf:
Quarz 20 - 30 %, Muskovit-Illit 20 - 35 %, kaolinitisches Mineral 10 - 20 %, chloritisches Mineral Spuren - 10 %, Feldspat Spuren - 5 %, Siderit 0 - 15 %. In geringen Mengen können auftreten Hämatit, Kalkspat und Gips.

Die Tonsteine des Westfals haben eine röntgenkristalline Substanz zwischen 80 - 100 %. Hier gilt in der Regel: Quarz 20 - 40 %, Muskovit-Illit 20 - 45 %, kaolinitisches Mineral 10 - 25 %, chloritisches Mineral 0 - 10 %, Feldspat 0 - 5 %, Siderit 5 - 25 %. In geringen Mengen können Pyrit und Kalkspat auftreten.

Bei den Toneisensteinen wurde nur der Sideritgehalt bestimmt. Die Eichkurve wurde durch chemische Bestimmung des Karbonatgehaltes aufgestellt. Da im Westfal kaum Kalkspat gefunden wurde, konnte dieser Weg beschritten werden. Die untersuchten Toneisensteine haben Sideritgehalte zwischen 60 - 90 %.

Es hat sich gezeigt, daß Gesteine mit einem Sideritgehalt zwischen 20 - 60 % recht selten auftreten. Entweder haben wir Tonsteine mit einem Sideritgehalt bis zu 20 % - wobei der Siderit als Zement in einem klastischen Tonsteingerüst ausgeschieden wurde - oder die Bedingungen zur Sideritbildung waren so

extrem günstig, daß sich das überwiegend chemische Sediment Toneisenstein bilden konnte mit einem Sideritgehalt von 60 - 90 % (Abb. 14).

Generell kann gesagt werden, daß die Tonsteine des Westfals eine höhere Kristallinität haben als die Tonsteine des Stefans. Dieses ist auch aus den wenigen aufgezeichneten Diagrammen ersichtlich (Abb. 4, 5).

2. 4 Differential - Thermo - Analysen

Als Ergänzung zu den Röntgenbeugungsanalysen, sowie zur genaueren Ansprache der organischen Substanz, wurden 10 DT-Analysen vorgenommen.

Die DTA zeigt die Reaktionen an, die sich in der Analysensubstanz während einer Temperaturveränderung abspielen. Meistens wird das Probengut von Zimmertemperatur auf 1000° C gleichmäßig erhitzt. Im Kurvenbild zeigen exotherme Reaktionen Maxima und endotherme Reaktionen Minima an. Da sich bei heterogener Zusammensetzung des Probenmaterials die verschiedenartigen Reaktionen teilweise überlappen, ist die Kurve als Summenkurve über alle thermischen Prozesse anzusehen.

SCHMITZ & von GAERTNER (1963) teilen organische Substanzen auf Grund ihrer DTA-Rekationen in zwei Typen ein, und zwar in einen kohleartigen Typ A und einen erdöl- oder asphaltartigen Typ B. Bei dem Typ A dominieren die exothermen Ausschläge, wobei die Reaktionsräume breit und die Peaks nicht exakt ausgeprägt sind. Mit steigendem Inkohlungsgrad wird die Verbrennungsspitze zu höheren Temperaturen verschoben. Beim Typ B zeigen sich scharf ausgeprägte exotherme Ausschläge über schmale Temperaturbereiche. Immer ist eine endotherme Reaktion unmittelbar vor der Verbrennung vorhanden (Destillations- und Zersetzungsreaktionen). Hier verlagern sich die Verbrennungsspitzen mit zunehmender Dichte in Bereiche höherer Temperaturen.

Bei der vorliegenden organischen Substanz handelt es sich eindeutig um den Typ A (Abb. 6). Bis auf die Probe 333 zeigen alle Proben deutliche exotherme Reaktionen zwischen 200 - 500° C. Die Verbrennungsspitzen liegen bei 400 - 500° C. Nach einer von SCHMITZ & von GAERTNER (1963) aufgestellten Versuchsreihe dürfte der Inkohlungsgrad zwischen Braunkohle und Fettkohle einzustufen sein.

Über den Mineralhaushalt sagen die Diagramme auf Abb. 6 folgendes aus:

Probe 764: Bohrung Weilerbachtal, 83 m, Rothell Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 28 %, Muskovit-Illit 35 %, kaolinitisches Mineral 17 %, Feldspat 2 %, Siderit 18 %.

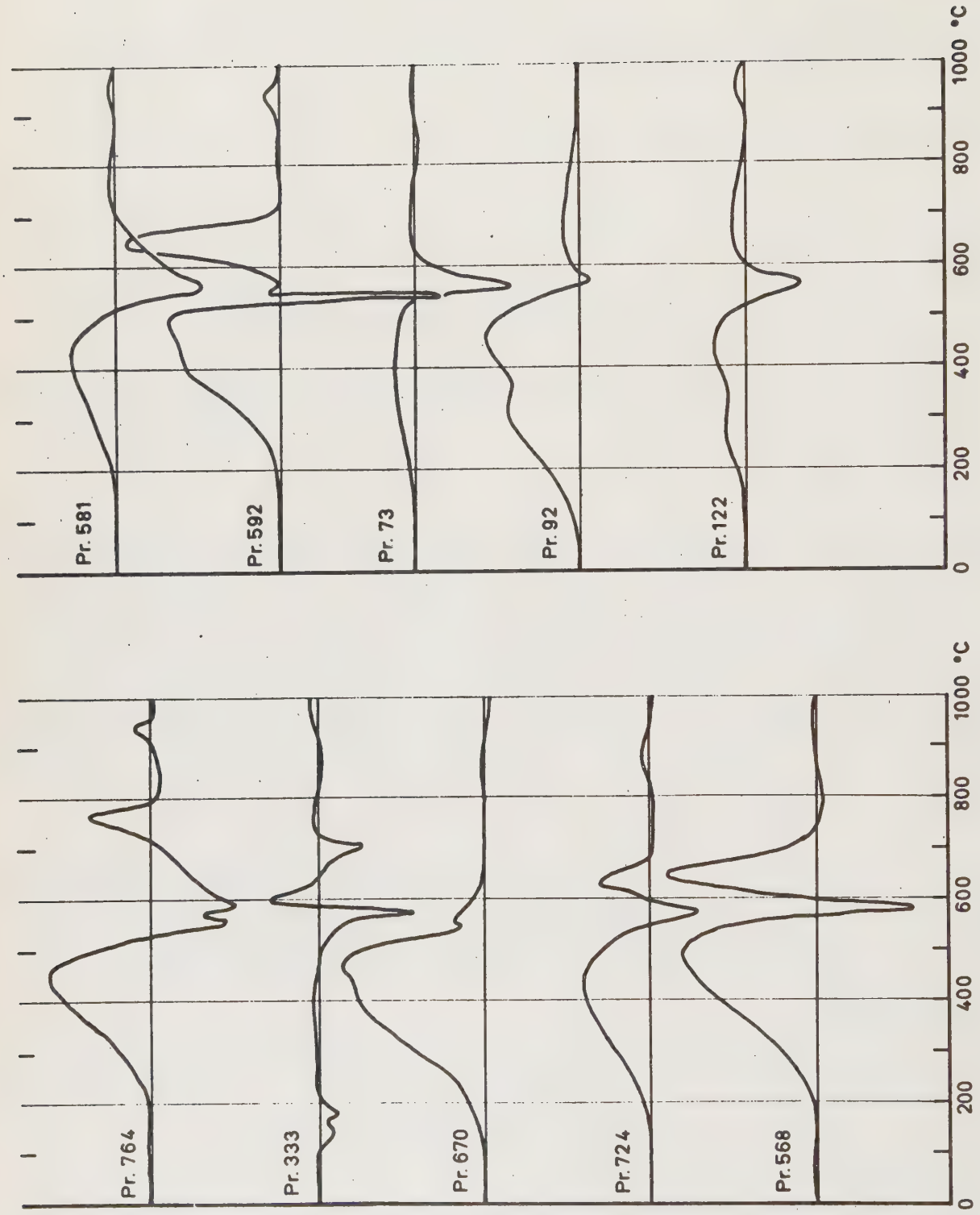


Abb 6: DTA-Kurven von Tonsteinen aus dem Stefan (Proben 73 / 92 / 122) und dem Westfal

Der steile exotherme Anstieg der Thermokurve ab 200° C wird von organischer Substanz des Typ A verursacht. In den beiden anschließenden Minima sind folgende endotherme Reaktionen vereinigt: Reaktion der kaolinitischen Minerale zwischen 500 - 600° C, Umwandlung des Quarzes von Tief- ind Hochquarz bei 573° C, CO_2-Abgabe des Siderits und OH-Abgabe der glimmerartigen Tonminerale* ca. 760° C noch von der zweiten Sideritreaktion ($4\ FeO + O_2 = Fe_2O_3$) herrührt, ist nicht klar. Möglicherweise wurde durch Sauerstoffmangel die Oxydationsreaktion verzögert. Das kleine Maximum bei etwa 950° C zeigt die exotherme Reaktion des kaolinitischen Minerals, die zwischen 900 - 1050° C liegen kann. Auch Illit zeigt in diesem Temperaturbereich schwache exotherme Reaktion.

Probe 333: Bohrung Krughütte 2, 1124,5 m, Sulzbacher Schichten

Da bei der röntgenographischen Analyse keine Eichkurve für montmorillonitisches Mineral aufgestellt wurde, können nur qualitative Angaben gemacht werden: Quarz, Montmorillonitisches Mineral, Kaolinit, Siderit.

Organische Substanz ist nur minimal vertreten. Die zwischen 100 - 200° C auftretenden zwei endothermen Ausschläge zeigen die H_2O-Abgabe des montmorillonitischen Minerals an. Die Reaktionen bei 570 und 600° C sind charakteristisch für Siderit (CO_2-Abgabe endotherm und Oxydation exotherm). An dem Minimum müssen auch die Quarzumwandlung und die Reaktionen des kaolinitischen und montmorillonitischen Minerals beteiligt sein. Die beiden endothermen Ausschläge um 700° C und schwächer um 850° C deuten wieder auf montmorillonitisches Mineral. Ebenso das Maximum um 980° C.

Probe 670: Bohrung Waldbach, 197 m, Heiligenwalder Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 39 %, Muskovit-Illit 23 %, kaolinitisches Mineral 8 %, chloritisches Mineral 8 %, Feldspat 3 %, Siderit 5 %.

Die Mineralreaktionen treten stark zurück. Sie werden überdeckt durch wärmeliefernde Umsetzungen der kohligen Substanz. Die endothermen Reaktionen zwischen 500 - 600° C werden schwach angedeutet.

Probe 724: Bohrung Waldbach, 606,5 m, Luisenthaler Schichten

Röntgenographischer Befund: Qarz 25 %, Muskovit-Illit 19 %, kaolinitisches Mineral 14 %, chloritisches Mineral 10 %, Feldspat 3 %, Siderit 5 %.

Probe 568: Bohrung Saarbrücken N, 701 m, Geisheck Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 35 %, Muskovit-Illit 29 %, kaolinitisches Mineral 14 %, chloritisches Mineral 8 %, Feldspat 3 %, Siderit 5 %.
Beide Proben unterscheiden sich nur durch die Intensität ihrer Reaktionen. Die exothermen Umsetzungen kohliger Substanz werden unterbrochen durch die typische Tonmineralreaktion (OH-Abgabe), die Quarzumbildung und die erste Sideritreaktion (CO_2-Abgabe) Zwischen 600 - 700° C ist die zweite Sideritreaktion (Oxydation) deutlich zu sehen.

Probe 581: Bohrung Saarbrücken N, 814 m, Sulzbacher Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 27%, Muskovit-Illit 28 %, kaolinitisches Mineral 17 %, chloritisches Mineral 11 %, Feldspat 5 %, Siderit 5 %.

Diese Probe läßt kaum Schlüsse auf die mineralogische Zusammensetzung zu. Der relativ schwachen exothermen Reaktion der kohligen Substanz folgt ein breites Minimum (1. Sideritreaktion, Tonmineralreaktion und Quarzumbildung). Der schwache exotherme Ausschlag zwischen 900 - 1000° C zeigt Reaktionen des kaolinitischen und illitischen Minerals an.

Probe 592: Bohrung Saarbrücken N, 1019 m, St. Ingberter Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 27 %, Muskovit-Illit 33 %, kaolinitisches Mineral 28 %, Feldspat 3 %, Siderit 20 %.

Die Kurve zeigt ausgeprägte Reaktionen. Deutlich ist wieder das breite Maximum der Umsetzung der kohligen Substanz sichtbar. In dem anschließenden Minimum sind wieder die Tonmineralreaktionen, die Quarzumbildung und die erste Sideritreaktion vereinigt. Das folgende Maximum kann der zweiten Sideritreaktion zugeschrieben werden. Ausgeprägt ist die Reaktion des kaolinitischen Minerals bei etwa 950° C.

Probe 73: Bohrung Picard, 199,5 m, Dilsburger Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 23 %, Muskovit-Illit 32 %, kaolinitisches Mineral 9 %, chloritisches Mineral 8 %, Feldspat 3 %, Siderit 4 % (beigemengt Hämatit).

Die Kurve zeigt nur geringe Umsetzung kohliger Substanz. Die Tonmineralreaktionen treten nicht in Erscheinung.

Probe 92: Bohrung Picard, 381 m, Göttelborner Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 20 %, Muskovit-Illit 37 %, kaolinitisches Mineral 15 %, chloritisches Mineral 9 %, Feldspat 3 %, Siderit 3 % (beigemengt Hämatit).

Probe 122: Bohrung Picard, 655 m, Göttelborner Schichten

Röntgenographischer Befund: Quarz 20 %, Muskovit-Illit 35 %, kaolinitisches Mineral 11 %, chloritisches Mineral 5 %, Feldspat 2 %, Siderit 7 % (beigemengt Hämatit).

Die beiden Kurven entsprechen weitgehend der Probe 73, allerdings mit stärkeren thermischen Umsetzungen.

Es besteht kein Widerspruch zwischen der röntgenographischen und der DT-Analyse. Unstimmigkeiten bei der Sideritführung können durch konkretionär verteilten Toneisenstein erklärt werden. Handstücke und Dünnschliffe zeigen, daß aus einem Bohrkern in unmittelbarer Nachbarschaft Proben mit recht unterschiedlicher Sideritführung entnommen werden können.

Bemerkenswert ist, daß die Probe 333 auch bei der DTA montmorillonitisches Mineral zu erkennen gibt (vergleiche Abb. 5 unten mit Abb. 6). Vergleicht man überschlägig die Kurvenbilder der Westfalproben (ausgenommen Probe 333) mit denen der drei Stefanproben (Probe 73 / 92 / 122), dann läßt sich sagen: Sowohl die Reaktionen der kohligen Substanz als auch die Mineralreaktionen sind im Westfal ausgeprägter als im Stefan. Man kann daher für das Westfal einen höheren Gehalt an kohliger Substanz und eine bessere Kristallinität der Minerale annehmen.

2.5 Chemische Analysen

An den gleichen Proben, an denen DT-Analysen vorgenommen wurden, wurden auch chemische Vollanalysen durchgeführt. Die gefundenen Oxydprozente sind aus den Tabellen 3 und 4 ersichtlich. Zum Vergleich soll in der folgenden Tabelle die Durchschnittszusammensetzung von Tonsteinen gezeigt werden (Tabelle nach F. W. CLARKE, U. S. Geol. Surv. Bull. 770, 1924).

SiO_2	58. 10 %
TiO_2	0. 65 %
Al_2O_3	15. 40 %
Fe_2O_3	4. 02 %
FeO	2. 45 %
MnO	0. 00 %
MgO	2. 44 %
CaO	3. 11 %
Na_2O	1. 30 %
K_2O	3. 24 %
P_2O_5	0. 17 %
CO_2	2. 63 %
SO_3	0. 64 %
BaO	0. 05 %
C	0. 80 %

Tabelle 2

Ein Vergleich der prozentualen Zusammensetzung zeigt, daß die Größenordnungen übereinstimmen, im einzelnen jedoch beträchtliche Unterschiede auftreten können.

Da die exakten Summenformeln der röntgenographisch gefundenen Tonminerale nicht angegeben werden können, wurde nicht der Versuch unternommen, die Oxydprozente in einen Mineralbestand umzurechnen. Jedoch durch eine Gegenüberstellung gewisser Oxydgehalte mit den entsprechenden Mineralgehalten wurden die quantitativen Deutungen der Röntgenuntersuchungen recht gut bestätigt. So sind folgende Zusammenhänge zu erkennen:

Eine Zunahme des K_2O-Gehaltes bedingt im allgemeinen eine Zunahme des Glimmermineralgehaltes. Eine Zunahme des MgO-Gehaltes läuft + parallel mit einer Zunahme des Gehaltes an chloritischem Mineral. Gleiche Tendenz zeigen die Eisenoxyde. Auch das Dreierverhältnis SiO_2-Gehalt - Summe aller Silikate - Quarz steht in keinem Widerspruch zu den quantitativen Deutungen der Röntgenanalysen. Kein klarer Zusammenhang ist dagegen ersichtlich zwischen Eisenoxydgehalt und Sideritgehalt. Die konrektionäre Verteilung wird unterschiedliche Sideritgehalte in den beiden Analysensubstanzen verursacht haben. Bemerkenswert ist, daß die Probe 333, in der montmorillonitisches Mineral nachgewiesen wurde, die stärkste Wasserabgabe (bei 105° C) hat.

Das geringfügige beigemengte TiO_2 kann in den Tonsteinen als Rutil vorliegen, wie es selten in Dünnschliffen ausfindig gemacht werden konnte, oder auch in Tonminerale eingebaut sein. Lediglich die stefanische Proben 122 zeigt einen CaO-Anteil > 1 %. Dies muß auf eine Calcitführung zurückgeführt werden, die sich auch im Röntgendiagramm zu erkennen gibt. Der hohe P_2O_5-Anteil der Probe 122 ist am besten durch konkretionäres koprolithisches Material zu erklären.

In der Literatur wird immerwieder darauf hingewiesen, daß das SiO_2/Al_2O_3 Verhältnis ein Maßstab für den Siltanteil in einem Tonstein ist (PETTIJOHN, 1957). Mit zunehmendem SiO_2-Gehalt bzw. abnehmendem Al_2O_3-Gehalt nimmt die Korngröße im allgemeinen zu. Vom mikroskopischen Schliffbild her kann man sagen, daß das Verhältnis von Quarz zu den Tonmineralen auch ein Maßstab für den Siltanteil eines Tonsteins ist. In der Tabelle 5 sind die auf chemischem Wege gefundenen SiO_2/Al_2O_3-Verhältnisse den röntgenographisch gefundenen Quarz/Tonmineral-Verhältnissen gegenübergestellt:

Im allgemeinen nimmt bei einer Zunahme des SiO_2/Al_2O_3-Verhältnisses auch das Quarz/Tonmineralverhältnis zu. Berücksichtigt man die einem solchen Vergleich anhaftenden Fehlermöglichkeiten (z. B. amorphes SiO_2), so findet man die quantitative Deutung der Röntgenanalysen recht gut bestätigt.

Bei einem Vergleich der SiO_2/Al_2O_3-Verhältnisse der Proben mit dem Wert für den Durchschnittstonstein zeigt sich, daß die untersuchten Proben teils siltiger und teils toniger sind als der Durchschnittstonstein.

Tabelle 3: Chemische Analysen

Probe Nr.:	73		92	122	333		568	
Bohrung:	Picard		Picard	Picard	Krughütte 2		Saarbrücken N	
Teufe:	199,5 m		381 m	655 m	1124,5 m		568 m	
Glühverlust:	6,0 %		6,1 %	4,9 %	8,3 %		7,3 %	
davon Wasser bei 105° C		0,9 %	1,1 %	0,6 %		1,6 %		0,5 %
Kohlensäure (CO_2)		1,7 %	0,0 %	0,6 %		1,7 %		0,9 %
Kieselsäure (SiO_2)	58,1 %		57,6 %	49,4 %	66,2 %		63,0 %	
Eisen-II-Oxyd (FeO)	1,2 %		1,9 %	1,2 %	2,9 %		1,8 %	
Eisen-III-Oxyd (Fe_2O_3)	11,2 %		8,5 %	6,0 %	4,3 %		3,8 %	
Aluminiumoxyd (Al_2O_3)	16,2 %		18,8 %	22,4 %	11,9 %		17,0 %	
Titandioxyd (TiO_2)	0,2 %		0,2 %	0,2 %	Spuren		0,2 %	
Mangan-II-Oxyd (MnO)	0,1 %		0,1 %	0,1 %	0,1 %		0,1 %	
Calciumoxyd (CaO)	0,8 %		0,9 %	3,3 %	1,0 %		0,6 %	
Magnesiumoxyd (MgO)	1,1 %		0,9 %	0,8 %	0,7 %		1,1 %	
Kaliumoxyd (K_2O)	4,5 %		4,3 %	3,6 %	3,8 %		4,5 %	
Natriumoxyd (Na_2O)	0,2 %		0,4 %	0,2 %	0,4 %		0,3 %	
Phosphat (P_2O_5)	0,1 %		0,1 %	7,6 %	0,1 %		Spuren	
Sulfat (SO_3)	0,0 %		0,0 %	0,0 %	0,0 %		0,0 %	

Tabelle 4: Chemische Analysen

Probe Nr:	581		592		670		724		764	
Bohrung:	Saarbrücken N		Saarbrücken		Waldbach		Waldbach		Weilerbachtal	
Teufe:	814 m		1019,5 m		197 m		606,5 m		83 m	
Glühverlust	6,2 %		9,3 %		5,5 %		7,6 %		9,9 %	
davon Wasser bei 105° C		0,6		0,5		0,5		0,8		0,6
Kohlensäure (CO_2)		0,9		2,3		0,5		0,6		2,4
Kieselsäure (SiO_2)	60,8 %		57,7 %		68,2 %		56,1 %		57,9 %	
Eisen-II-Oxyd (FeO)	1,8 %		2,4 %		2,0 %		2,9 %		2,2 %	
Eisen-III-Oxyd (Fe_2O_3)	6,2 %		5,6 %		6,0 %		3,9 %		4,6 %	
Aluminiumoxyd (Al_2O_3)	17,1 %		17,9 %		12,4 %		22,0 %		18,6 %	
Titandioxyd (TiO_2)	0,2 %		0,2 %		0,2 %		0,2 %		0,2 %	
Mangan-II-Oxyd (MnO)	0,1 %		Spuren		Spuren		0,1 %		Spuren	
Calciumoxyd (CaO)	0,7 %		0,5 %		0,5 %		0,8 %		0,4 %	
Magnesiumoxyd (MhO)	1,1 %		0,4 %		1,0 %		0,5 %		0,9 %	
Kaliumoxyd (K_2O)	5,0 %		4,9 %		3,6 %		5,1 %		4,7 %	
Natriumoxyd (Na_2O)	0,6 %		0,8 %		0,4 %		0,5 %		0,5 %	
Phosphat (P_2O_5)	Spuren		Spuren		Spuren		Spuren		Spuren	
Sulfat (SO_3)	0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	

Probe Nr.	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ - Verhältnis	$\frac{\text{Quarz}}{\text{Tonmineral}}$ - Verhältnis
Durchschnitt	3,70	-
73	3,59	0,590
92	3,06	0,328
122	2,20	0,392
333	5,56	?
568	3,70	0,686
581	3,56	0,465
592	3,21	0,443
670	5,50	1,000
724	2,55	0,581
764	3,12	0,558

Tabelle 5

PETTIJOHN (1957) bezeichnet das Al_2O_3/Na_2O-Verhältnis als einen brauchbaren Index für die Reife eines feinkörnigen Sedimentes. Er nennt Al_2O_3 das trägste und Na_2O das mobilste Oxyd. Reife Tonsedimente weisen daher im allgemeinen hohe Al_sO_3-Gehalte und niedrige Na_2O-Gehalte auf. In der Tabelle 6 werden die Al_2O_3-Verhältnisse der Proben mit dem Wert für den Durchschnittstonstein verglichen.

Probe	Al_2O_3/Na_2O
Durchschnitt	44,7
73	281
92	144
122	246
333	167
568	210
581	101
592	72
670	170
724	112
764	116

Tabelle 6

Der Vergleich zeigt, daß die untersuchten Proben als überdurchschnittlich reife Sedimente betrachtet werden müssen.

2.6 Bor-Analysen

2.6.1 Allgemeines

Viele Autoren sehen in dem Borgehalt eines feinklastischen Sedimentes ein Indiz für die Salinität seines Ablagerungsraumes. Es wird jedoch immerwieder darauf hingewiesen, daß auch andere Faktoren einen Einfluß auf den Borgehalt: Temperatur des Wassers, Mineralbestand, Korngröße, Sedimentationsgeschwindigkeit, Herkunft des Materials, Metamorphose- bzw. Diagenesegrad, Gehalt an organischer Substanz.

HARDER (1963) nimmt auf Grund von Experimenten an, daß das Bor in die Gitter der Tonminerale fest eingebaut wird und eine adsorptive Bindung von geringerer Bedeutung ist. Vor allem die glimmerartigen Tonminerale (besonders Illit) hält er für Borträger. Auf Grund der Ladung und Größe des Bors nimmt er an, daß das Bor das Aluminium in den leicht zugänglichen äußeren Tetraederpositionen vertritt.

Trotz der vielen Faktoren, die den B_2O_3-Gehalt beeinflussen, ist es ERNST (1964) gelungen, den Borgehalt der feinklastischen Sedimente des Ruhrkarbons als Indiz für limnische, brakische und marine Sedimente zu verwenden. Mit Hilfe von Faziesfossilien stellte er eine Eichkurve auf und kam zu folgenden Daten:

schwach salinare Fazies	$>$	0,060 % B_2O_3
marine Fazies	0,035 -	0,060 % B_2O_3
brakische Fazies	0,025 -	0,035 % B_2O_3
limnische Fazies	$<$	0,025 % B_2O_3

ERNST betont jedoch, daß eine solche Eichkurve jeweils nur regionale Bedeutung hat und in diesem Fall nur für das paralische Oberkarbon des Ruhrgebietes gilt.

2.6.2 Untersuchungsmethodik

Die Analysen wurden nach der durch WERNER (1959) verbesserten Methode von ROTH & BECK (1954) durchgeführt (Labor Dr. ERNST, Universität Tübingen).

Das Gestein wird mittels einer Sodaschmelze aufgeschlossen und mit Schwefelsäure in Lösung gebracht. In einem Destillierkolben wird durch die Lösung erhitztes Methanol geleitet. Im Kühlrohr erfolgt eine Destillation von Borsäure-

methylester. Durch Intensitätsmessung einer Anfärbung mit Dianthrimid wird der Borgehalt bestimmt. Für die zu erwartenden Bormengen wird ein relativer Fehler von 10 % angegeben.

2. 6. 3 Untersuchungsergebnisse

In Abb. 7 sind die Analysenergebnisse aufgezeichnet. Auf der Abzisse findet man die B_2O_3-Gehalte. Die Ordinate gibt ungeachtet der Teufen die stratigraphische Lage der Proben an. Die einzelnen Fundpunkte wurden in ein Normalschichtenprofil projeziert.

Das Diagramm zeigt eine weite Streuung der B_2O_3-Gehalte. Die Werte liegen zwischen 0, 018 - 0, 052 %. Wenn auch die höchsten Werte im Stefan liegen, so ist eine Zunahme des B_2O_3-Gehaltes vom Westfal zum Stefan nur schwer zu erkennen. Die meisten Proben zeigen Gehalte zwischen 0, 018 - 0, 035 %. Im Ruhrkarbon fand ERNST (1964) solche Borgehalte in limnischer - brakischer Fazies. Ähnliche Faziesverhältnisse können im Saarkarbon angenommen werden.

Die Proben mit einem B_2O_3-Gehalt über 0, 035 % müssen unter Bedingungen sedimentiert worden sein, die günstigere Verhältnisse für eine Boraufnahme aufwiesen. Von den zuvor aufgeführten Faktoren sind für das vorliegende Milieu am ehesten Temperaturerhöhungen des Wassers, Borgehalterhöhungen im Wasser - bedingt durch Eindampfung flacherer Seen -, sowie eine langsamere Sedimentationsgeschwindigkeit anzunehmen. Im Stefan scheint dieses häufiger der Fall gewesen zu sein als im Westfal.

Auf eine Änderung der Korngröße oder des Mineralbestandes konnten die höheren Werte (über 0, 035 %) nicht zurückgeführt werden. Bei den untersuchten Proben zeigen feinkörnige und siltige Tonsteine sowohl hohe als auch niedrige Borgehalte. Auch konnte keine Abhängigkeit des Borgehaltes von dem Muskovit-Illit-Gehalt festgestellt werden. STADLER (1963) weist darauf hin, daß in Sedimenten aus dem Ruhrkarbon eine Zunahme des Borgehaltes nur bis zu einem Illit-Gehalt von 20 % mit der Illitzunahme parallel läuft. Bei höheren Illitgehalten konnte kein Zusammenhang mehr festgestellt werden. Für die untersuchten Proben wurden jedoch fast immer Illigehalte über 20 % gefunden.

2. 7 Zur Bildungsgeschichte der untersuchten Sedimente aus mineralogisch-petrographischer Sicht

Im folgenden soll auf der Grundlage der mineralogisch-petrographischen Ergebnisse die Entstehung der untersuchten Sedimente diskutiert werden.

2. 7. 1 Allgemeines

Bei der Untersuchung von feinklastischen Sedimenten taucht immer wieder die Frage auf, welche Minerale sind detritischen und welche diagenetischen Ur-

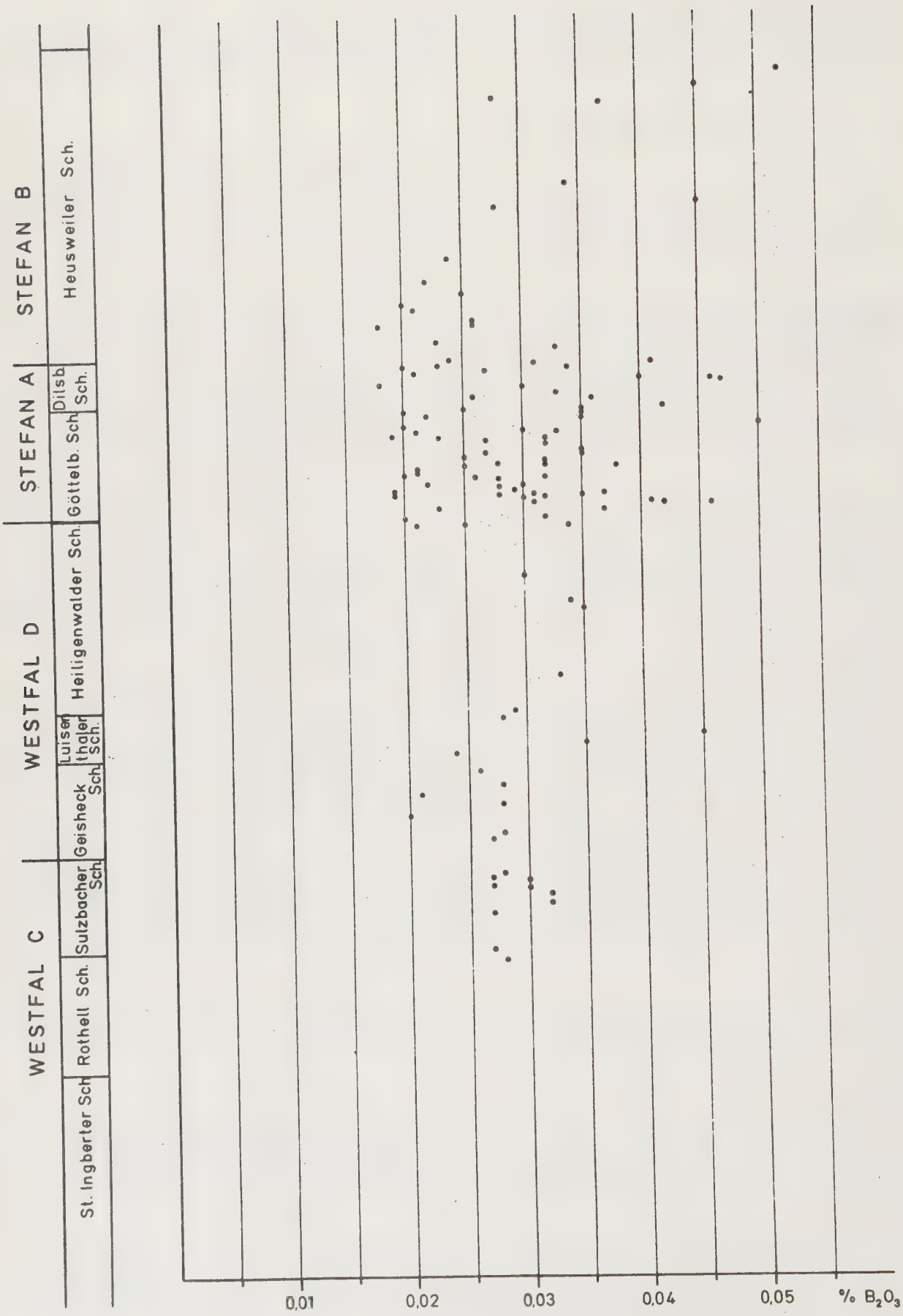


Abb. 7: Borgehalte von Tonsteinen aus dem Westfal und Stefan.

sprungs. Die detritischen Komponenten geben Aufschluß über das Liefergebiet. Der direkte Zusammenhang wird aber oft durch Verwitterung vor der Abtragung und durch Veränderungen während des Transportes unklar. Die diagenetischen Bildungen lassen Schlüsse auf die Fazies zu. Bei den Tonmineralen ist jedoch zu unterscheiden zwischen mehr oder weniger geringfügigen Änderungen in den Zwischenlagen durch Kationenaustausch oder Adsorption und grundlegenden Veränderungen in den Gitterschichten. WEAVER (1958) und andere möchten die Veränderungen durch Kationenaustausch oder Adsorption aus dem Begriff der Diagenese ausklammern. Diese Veränderungen finden überwiegend syngenetisch statt, d. h., das Sedimentmaterial ist kaum verfestigt und noch im Kontakt mit Wasser. Die das Grundgitter umbildenden Vorgänge sind epigenetischer Natur, d. h., sie finden im verfestigten Sediment nach der Überdeckung statt. In der Literatur wird viel darüber diskutiert, ob für bestimmte Ablagerungsbedingungen bestimmte Tonminerale typisch sind. Vor allem MILLOT (1964) zeigt, daß jedes Tonmineral ein bevorzugtes Bildungsmilieu hat. Durch eine detritische Vorgabe kann jedoch jedes Tonmineral in fast jedem Ablagerungsmilieu auftreten.

2. 7. 2 Die detritischen Komponenten

Auf Grund allgemeingeologischer Überlegungen ist für die untersuchten Westfalsedimente ganz überwiegend der Hunsrück als Liefergebiet anzusehen. Im Stefan sollen nach KNEUPER und SCHÖNENBERG (1964) auch die südöstlichen Randgebirge des Saartroges zur Lieferung beigetragen haben.

Da während des Westfals fast ausschließlich aus dem Hunsrück Material geliefert wurde, ist es hier besonders günstig, zwischen dem Hunsrückschiefer und Taunusquarzit einerseits und der feinklastischen Komponente des korrelativen Karbonsedimentes andererseits Vergleiche anzustellen. Die Abtragungsprodukte des Taunusquarzit sind mehr in den grobklastischen Karbonsedimenten zu suchen. Für die feinklastischen Sedimente ist der Hunsrückschiefer von größerer Bedeutung.

In Tabelle 7 wird eine von MOSEBACH (1954) aufgestellte Durchschnittszusammensetzung des Hunsrückschiefers den gefundenen Hauptmineralkomponenten der Westfal- und Stefantonsteine gegenübergestellt.

	Gew. % Hunsrücksch.	Gew. % Westfaltonst.	Gew. % Stefantonst.
Quarz	29,0	20 - 40	20 - 30
Muskovit-(Illit)	48,5	20 - 45	20 - 35
Chlorit	26	0 - 10	0 - 10
Kaolinit	---	10 - 25	10 - 20
Siderit	---	5 - 20	0 - 15

Tabelle 7 Vergleich der Hauptmineralkomponenten

Die Tabelle zeigt, daß eine detritische Quarzlieferung aus dem Hunsrückschiefer die Quarzgehalte in den Karbontonsteinen erklären kann. Hohe Quarzgehalte mögen durch Zusatzlieferung siltiger Partikel aus dem Taunusquarzit entstanden sein. Eine Abtragung quarzreicher Partien im Hunsrückschiefer oder eine selektive Anreicherung bei der Verwitterung bzw. während des Transportes können auch die höheren Quarzgehalte verursachen.

Bei einem Vergleich der Glimmerminerale sieht man, daß aus einem muskovitischen Mineral ein muskovitisch-illititsches geworden ist. Diese Umwandlung ist durch eine Alkaliabgabe und eine gleichzeitige Wasseraufnahme gekennzeichnet. Sie fand während der Verwitterung des Hunsrückschiefers und mehr noch während des Transportes statt.

Die Chloritgehalte der Karbontonsteine liegen deutlich unter dem Chloritgehalt des Hunsrückschiefers. Nach ECKHARDT (1958) sind die Chlorite des Hunsrückschiefers Fe-haltig. Auf Grund der Röntgenbeugungsanalysen können die Chlorite in den Karbontonsteinen auch als Fe-Chlorite angesprochen werden. Somit liegt eine detritische Deutung der Chloritkomponente in den Karbontonsteinen nahe. Auf mögliche diagenetische Bildung wird jedoch noch eingegangen.

Der relativ geringe Chloritgehalt und das Auftreten kaolinitischen Minerals in den Karbontonsteinen kann durch intensive Verwitterung des Hunsrückschiefers vor seiner Abtragung erklärt werden. ECKHARDT (1960) untersuchte die tertiäre Zersetzung des Hunsrückschiefers. Er fand, daß der Chlorit bei intensiver Verwitterung in Kaolinit und bei weniger intensiver Verwitterung in Montmorillonit umgewandelt wurde. Nimmt man für die Karbonzeit ähnliche Verwitterung an, dann ließe sich der relativ geringe Chloritgehalt einerseits und der Kaolinitgehalt andererseits in den Karbontonsteinen erklären. Eine im Detritus ehemals vorhandene Montmorillonitkomponente kann diagenetisch zu Illit bzw. Mixed-layer Minerale umgewandelt worden sein.

Der Einfluß des südöstlichen Randgebirges, der zur Stefanzeit vorgelegen hat, ist in dem Detritus der feinklastischen Sedimente nicht zu erkennen. Die Heterogenität der hier auftretenden Gesteine läßt auch keine klaren Korrelationen zu. Neben anderen Gesteinen ist hier viel Granit zur Abtragung gekommen. Dessen Einfluß ist in den grobklastischen Stefangesteinen durch eine Feldspatführung zu erkennen. Jedoch die feinkörnigen Feldspatpartikel, die auf Grund der Strömungsverhältnisse im Tonstein sedimentiert worden sein müßten, sind sicher ganz überwiegend in Kaolinit und Serizit umgewandelt worden. Ebenso ist anzunehmen, daß ehemals detritisch gelieferte Biotite aus dem Granit raschen Umwandlungen unterlagen.

Um zu untersuchen, inwieweit die lithologische Abfolge und damit die Fazies Einflüsse auf die Kaolinit- und Chloritführung ausüben, wurden in Abb. 8 die Kaolinit- und Chloritgehalte neben den lithologischen Säulenprofilen der untersuchten Bohrungen aufgetragen. Man erkennt keine Abhängigkeit der Mineralgehalte von der lithologischen Abfolge. So können hohe Kaolinit- bzw. Chloritgehalte sowohl in Flöznähe als auch im Flözleeren gefunden werden. Auffallend ist lediglich, daß die stratigraphisch ältesten Sedimente der St. Ingberter Schichten und Rothell Schichten in den Bohrungen Saarbrücken N bzw. Weiler-

bachtal keinen Chlorit führen. Dieses ist am ehesten dadurch zu erklären, daß im Detritus dieser Schichten primär kein Chlorit vorhanden war. Bei der Betrachtung der Abb. 8 ist man geneigt, für die Kaolinitgehalte und mehr noch für die Chloritgehalte überwiegend detritisch gelenkte Einflüsse geltend zu machen.

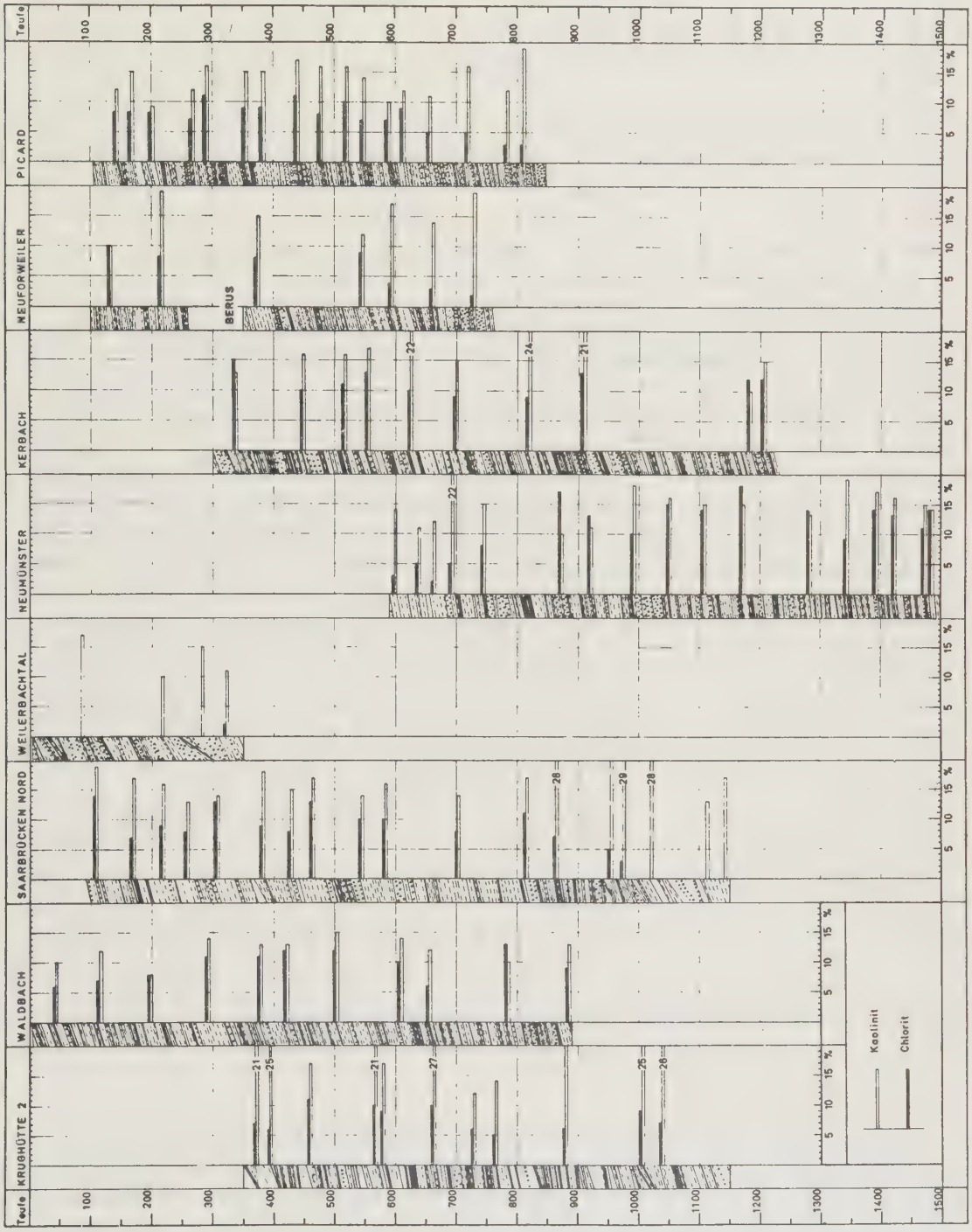


Abb. 8: Kaolinit- bzw. Chloritführung und lithologische Abfolge.

Auf Grund der vorhergegangenen Überlegungen ist anzunehmen, daß der zur Sedimentation gelangte Detritus aus folgenden Mineralen bestand: 1. Quarz, 2. Glimmerminerale wie Serizit, Illit, Illit-Montmorillonit, Mischminerale und vielleicht Montomorillonit, 3. chloritisches Mineral, 4. kaolinitisches Mineral. Im Stefan muß man noch rechnen mit 5. Feldspat und 6. vielleicht Biotit.

2. 7. 3 Diagenetische Komponenten

Bei den diagenetischen Komponenten muß man unterscheiden zwischen Umwandlungen, die weitgehend in situ sich vollzogen, und Neubildungen, die aus wandernden Lösungen auskristallisierten.

2. 7. 3. 1 Umwandlungen in situ

Mehrere Autoren (s. WEAVER, 1958) halten eine Umwandlung von Montmorillonit-Illit Mischminerale (mixed-layer) zu Illit für bewiesen. Die Intensität der Umwandlung nimmt mit wachsenden Überlagerungsmächtigkeiten zu. Bei der hier vorliegenden maximalen Versenkungsteufe von nahezu 4500 m (s. Abb. 29, 30) ist reiner Montmorillonit, falls er als Verwitterungsprodukt sedimentiert wurde, nicht mehr zu erwarten. Inwieweit jedoch noch Illit-Montmorillonit Mischminerale vorliegen, konnte nicht genau festgestellt werden. Die röntgenographische Bestimmung ergab in den meisten Fällen Gitterabstände für die 002-Ebenen um 10. 05 Å. Für Illit wird in der ASTM-Kartei 9. 90 Å angegeben. Danach muß in den meisten Fällen mit fast reinem Illit gerechnet werden. Bemerkenswert ist jedoch in diesem Zusammenhang der Befund der Probe 333 (Krughütte 2, 1124, 5 m). Hier wurde montmorillonitisches Mineral mit einem d-Wert für den 002-Abstand von 11. 88 Å nachgewiesen (s. Abb. 5). Vielleicht liegt hier eine durch organische Substanz retardierte Umbildung vor.

Auf Grund von Schliffbeobachtungen ist eine Serizitneubildung aus illitischem Mineral wahrscheinlich. Bei den während der Inkohlung frei werdenden Wärmemengen können im Gestein Temperaturen von über 80° C auftreten. Unter solchen Bedingungen ist eine Neubildung von Serizit durchaus möglich. Das gleiche gilt für Chloritneubildungen. Im Schliff konnten jedoch solche nicht eindeutig nachgewiesen werden. Da die hier vorliegenden Fe-haltigen Chlorite jedoch gegenüber den Mg-haltigen bei niedrigeren Temperaturen gebildet werden können, (ECKHARDT, 1958) ist eine Chloritneubildung in kleinem Rahmen nicht auszuschließen.

Eine intensivere Chloritneubildung bedingt durch die Versenkungsteufe, wie sie von STADLER (1963) bei den karbonischen Gesteinen der Bohrung Münsterland I beschrieben wird, konnte nicht gefunden werden. Bei der Betrachtung der Abb. 8 muß man annehmen, daß die Sedimente nicht bis in eine Zone der Chloritisierung versenkt wurden; denn die ältesten und mit am tiefsten versenkten Schichten (St. Ingberter Schichten, Bohrung Saarbrücken N und Rothell Schichten, Bohrung Weilerbachtal) sind praktisch chloritfrei.

Der in stefanischen Tonsteinen wohl vorhanden gewesene Feldspatdetritus wurde kaolinitisiert bzw. serizitisiert.
Abb. 8 zeigt, daß im untersten Stefan (s. Bohrungen Neuforweiler, Berus und Picard) für das Stefan besonders hohe Kaolinitgehalte vorliegen. Da die grobklastischen Sedimente in diesem Bereich Feldspat führen, kann man hier den hohen Kaolinitgehalt auf umgewandelten Feldspatdetritus zurückführen.

Falls über eine Granitabtragung im Stefan Biotit zur Sedimentation kam, so ist das heutige Fehlen des Biotits leicht durch eine destruktive Diagenese zu Chlorit zu erklären.

2. 7. 3. 2 Neubildungen aus wandernden Lösungen

Für Neubildungen aus wandernden Lösungen ist die Porosität und noch mehr die Permeabilität des Gesteins von entscheidender Bedeutung. In den feinklastischen Sedimenten können solche Neubildungen im größeren Maße nur frühdiagenetisch stattfinden, d. h., bevor das Sediment stärkere Setzung erfahren hat. In den höher permeablen grobklastischen Sedimenten treten diese Neubildungen deutlicher hervor.

So zeigen die röntgenographischen Analysen der grobklastischen Sedimente des Saarkarbons (WEBER, 1967), daß die Zusammensetzung ihrer Tonfraktion sich durch einen wesentlich höheren Kaolinitgehalt auszeichnet als ihn die Tonsteine haben. Oft liegt in den Sandsteinen der Kaolinitgehalt in der Tonfraktion über 50 %. Die höhere Permeabilität, die die Sandsteine zur Zeit der Kaolinitbildung aufwiesen, ist hierfür die Ursache.

Die Ausscheidungen aus den wandernden Lösungen haben eine Zementierung des Detritus zur Folge. WEBER (1967) konnte bei den grobklastischen Sedimenten des Saarkarbons, die in Abb. 9 wiedergegebene Zementabfolge erkennen. Im Prinzip konnte diese Abfolge bei der Untersuchung der feinklastischen Gesteine bestätigt werden.

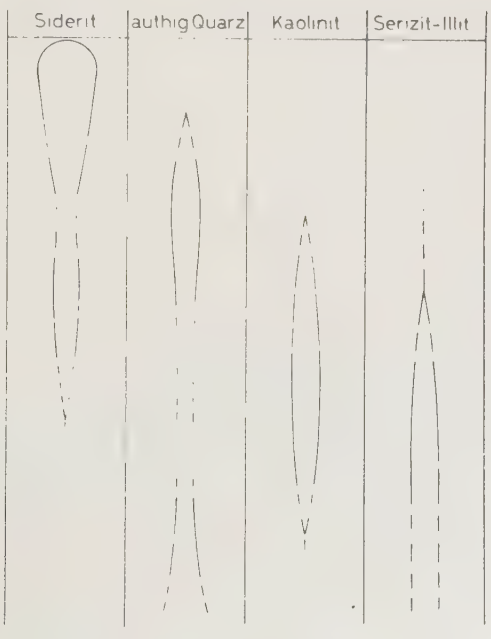


Abb. 9: Zementabfolge nach WEBER (1967).

Deutlich sind zwei Sideritgenerationen zu unterscheiden. Eine sehr frühe feinkörnige und eine spätere grobkörnige. Für die feinkörnige Generation, die, feinste Poren ausfüllend, den ganzen Detritus durchsetzen kann, muß man eine Bildungszeit annehmen, wo das Sediment sich noch nicht stark gesetzt hat, und hohe Porenraum- bzw. Permeabilitätswerte vorlagen. Die gröbere und spätere Sideritgeneration entstand aus Lösungen, die schon nicht mehr das ganze Gestein durchfließen konnten. Hier sind die Bildungen auf kleinste Gänge und drusenartige Hohlräume beschränkt.

In der gleichen Weise hat eine Kaolinitneubildung stattgefunden. In dem agressiven Milieu der Kohlefazies findet eine Kaolinitneubildung ideale Bedingungen. Zeitlich ist die Kaolinitbildung noch nach der zweiten Sideritgeneration zu setzen.

Bildtafel 4/h* zeigt deutlich die zeitliche Abfolge:

1. feinkörnige Sideritbildung. Im Bild dunkle Partien links und rechts am Bildrand. Die hellen Partien links zeigen nicht sideritisierte Grundmasse.
2. grobkörnige Sideritbildung. Im Bild helle Streifen am Rand des Ganges und in Rissen in der kohligen Substanz.
3. Kaolinitbildung. Im Bild feinkörnig auf der linken Seite des Ganges und teilweise in der kohligen Substanz.

Die Lösungen sind hier einem Gang, der entlang eines Kohlenbandes aufgerissen wurde, gefolgt.

Quarzneubildungen aus Lösung konnten nur vereinzelt erkannt werden. Eine zeitliche Eingliederung in eine Zementabfolge, wie es WEBER gelang (Abb. 9), konnte jedoch nicht vorgenommen werden.

Die häufige Pigmentierung der Stefantonsteine mit Hämatit muß sehr früh erfolgt sein, da die Vorkommen wie bei dem feinkörnigen Siderit die ganze Grundmasse durchsetzen. Es handelt sich wohl um eine Ausscheidung aus kalloidalen Lösungen, die mit dem Detritus aus Gebieten der Rotverwitterung geliefert wurden.

3. Petrophysikalische Untersuchungen

3. 1 Untersuchungsverfahren

3. 1. 1 Art und Anzahl der Untersuchungen

Etwa 1000 Bohrkerne wurden untersucht. Im einzelnen wurden vorgenommen:

998	Dichtebestimmungen
998	Bestimmungen der effektiven Porosität
10	Bestimmungen der absoluten Porosität
998	Bestimmungen der horizontalen und vertikalen Luftpermeabilität
25	Bestimmungen von Kapillardruckkurven
5	Bestimmungen der inneren Oberfläche

3. 1. 2 Vorbehandlung der Proben

Aus den Bohrkernen wurden jeweils horizontal und vertikal zur Schichtung Prüfkörper herausgebohrt. Die zylindrischen Prüfkörper erhielten einen Durchmesser von 22 mm und eine Länge von 20 - 30 mm.

Um vielleicht vorhandene flüssige Kohlenwasserstoffe aus dem Porenraum zu entfernen, wurden die Proben etwa 6 Stunden in ein Chloroformbad gelegt. Eine Waschung mit einem Gemisch aus Benzol, Alkohol und Wasser (2 : 1 + 3 % H_2O), die zur Auflösung im Porenraum ausgeschiedener Salze angewandt wird, stellte sich als überflüssig heraus. Im allgemeinen liegt keine Salzausscheidung vor.

3. 1. 3 Bestimmung der Dichten

Die Bestimmung der Dichten erfolgte nach der Methode der hydrostatischen Wägung.

Die in einem Chloroformbad gewaschenen Proben wurden etwa 10 Stunden bei einer Temperatur von 80° C unter Vakuum getrocknet. Danach wurden sie unter atmosphärischen Bedingungen gewogen, um das Trockengewicht G_o der Proben zu bestimmen.

3. 1. 3. 1 Wahre Dichte

Bei der wahren Dichte wird das Trockengewicht G_o auf das Feststoffvolumen V_f bezogen:

$$\rho_w = \frac{G_o}{V_f} \qquad (1)$$

Zur Bestimmung von V_f wurden die Proben etwa 4 Stunden evakuiert ($< 10^{-3}$ mm Hg) und anschließend mit Tetrachlorkohlenstoff, einer stark benetzenden Flüssigkeit, getränkt. Um eine vollständige Tränkung des Porenraumes zu gewährleisten, blieben die Proben 4 Stunden im Tetrachlorkohlenstoffbad, bevor ihr Gewicht in dieser Flüssigkeit (G_1) bestimmt wurde. Für das Feststoffvolumen (V_f) gilt nunmehr:

$$V_f = \frac{G_o - G_1}{\rho_{CCl_4}} \qquad (2)$$

Daraus folgt für die wahre Dichte:

$$\rho_w = \frac{G_o \cdot \rho_{CCl_4}}{G_o - G_1} \qquad (3)$$

Bei diesem Verfahren wird das Volumen des Totporenraumes zum Feststoffvolumen gerechnet, und die wahre Dichte ist damit mit einem Fehler behaftet, der sich aus der Differenz zwischen absoluter und effektiver Porosität ergibt

3. 1. 3. 2 Scheinbare Dichte

Bei der scheinbaren Dichte wird das Trockengewicht G_o auf das gesamte Probenvolumen (V_g) bezogen:

$$\rho_s = \frac{G_o}{V_g} \qquad (4)$$

Zur Bestimmung von V_g wurden die Proben erneut unter Vakuum getrocknet und anschließend in einem Quecksilberbad (nicht benetzende Flüssigkeit) mit einer Auftriebswaage gewogen.

Für V_g gilt dann:

$$V_g = \frac{G_o + G_2}{\rho_{H_g}} \qquad (5)$$

wobei G_2 das Gewicht der Probe im Quecksilber ist. Daraus folgt für die scheinbare Dichte:

$$\rho_s = \frac{G_o \cdot \rho_{H_g}}{G_o + G_2} \qquad (6)$$

3. 1. 3. 3 Fehlerbetrachtung

Da bei der Dichtemessung die gleichen Fehlerquellen wie bei der Porositätsmessung auftauchen, wird bei der Behandlung der Porositätsmessung auf diese Fehler eingegangen (s. S. 50).

3. 1. 4 Bestimmung der Porositäten

Der Porenraum eines Gesteins setzt sich zusammen aus dem effektiven Porenraum (auch Nutzporenraum) und dem Totporenraum. Der effektive Porenraum wird von Poren gebildet, die untereinander in Verbindung stehen und somit Fließvorgänge ermöglichen. Der Totporenraum besteht dagegen aus Poren, die von dem effektiven Porenraum isoliert sind. Effektiver - und Totporenraum ergeben zusammen den absoluten Porenraum.
In der vorliegenden Arbeit war nur der effektive Porenraum von Interesse*, wurde an einigen Proben die absolute Porosität gemessen.

3. 1. 4. 1 Effektiver Porenraum

Die Porosität ω ist definiert:

$$\omega = \frac{V_p}{V_g} = \frac{V_g - V_f}{V_g} \qquad (7)$$

wobei V_g = Gesamtvolumen, V_f = Festvolumen, V_p = Porenvolumen

Die beiden Volumina V_g und V_f wurden durch Eintauchen der Proben in Quecksilber bzw. Tetrachlorkohlenstoff bestimmt (s. Dichtebestimmungen). Somit konnte aus Formel 7 die effektive Porosität berechnet werden.

3. 1. 4. 2 Absoluter Porenraum

Um die Differenz zwischen absoluter und effektiver Porosität besser zu erfassen, wurden bei der Bestimmung des absoluten Porenraumes größere Probenkörper (etwa 100 cm^3) gewählt. Da bei den splittrigen Bohrkernstücken zu befürchten war, daß bei einer Messung des Gesamtprobenvolumens (V_g) im Quecksilberbad das Quecksilber sich nicht unmittelbar an den Probenkörper legen würde, wurde V_g anders bestimmt: Die getrocknete Probe wurde unter atmosphärischen Bedingungen gewogen. Dann wurde zur Abdichtung die Probe zweimal in Lack getaucht und anschließend unter den gleichen Bedingungen noch einmal gewogen. Eine dritte Wägung ermittelte das Gewicht der Probe mit dem Lackfilm unter Wasser. Nach Subtraktion des Lackfilmvolumens läßt sich aus diesen Wägungen nach der gleichen Beziehung, wie sie Formel 5 zeigt, das Gesamtvolumen der Proben bestimmen.

Das Festvolumen V_f wurde pygnometrisch bestimmt. Dazu wurden die Proben nach der Bestimmung von V_g zunächst bei einer Temperatur von etwa 100° C getrocknet und von dem Lackfilm befreit. Dann wurde die Probe so klein gemahlen, daß die einzelnen Körner keine nennenswerte Totporosität mehr enthalten konnten. Unter Vakuum wurde das Mahlgut in ein Pygnometer gebracht, womit anschließend das Festvolumen bestimmt wurde.

Für die absolute Porosität gilt dann:

$$V_p = V_g - V_f \qquad (8)$$

3. 1. 4. 3 Fehlerbetrachtung

Zur Bestimmung der effektiven Porosität brauchte man die Größen: ρH_g, ρCCl_4, das Trockengewicht G_o, das Probengewicht in Tetrachlorkohlenstoff G_1 und das Probengewicht in Quecksilber G_2.

3. 1. 4. 3. 1 Zufällige Fehler

Géopétrole hat die zufälligen Fehler der benutzten Größen experimentell bestimmt. Bei einer durchschnittlichen Probengröße von 7, 5 cm^3 ergeben sich ungefähr die Werte G_o = 20 g, G_1 = 10 g und G_2 = 80 g. Für ρ_{Hg} wurde 13, 6 g/cm^3 und für ρCCl_4 1, 6 g/cm^3 gemessen. Die Messung der zufälligen Fehler ergab:

$\Delta \rho_{Hg} = 0,005\ g/cm^3$ $\qquad$ $\Delta G_o = 0,5 \times 10^{-3}\ g/cm^3$

$\Delta \rho_{CCl_4} = 0,002\ g/cm^3$ $\qquad$ $\Delta G_1 = 0,5 \times 10^{-3}\ g/cm^3$

$\Delta G_2 = 5 \times 10^{-2}$ "

Die Dichte- und Porositätswerte sind also mit keinem nennenswerten zufälligen Fehler behaftet. Für den maximalen zufälligen Fehler bei der Porositätsmessung wurde $\Delta \omega = \pm 0,22$ % absolut errechnet, wobei ein durchschnittliches Probenvolumen von 7, 5 cm^3 und eine Porosität < 3 % angenommen wurde.

3. 1. 4. 3. 2 Systematische Fehler

a) Einfluß der Waschflüssigkeit auf die Porositätsmessung

Bei einer Untersuchungsreihe an grobklastischen Sedimenten (WEBER, 1966) ergab sich, daß die Porositäten nach einer Waschung mit einem Gemisch aus Benzol, Alkohol und Wasser (2 : 1 + 3 % H_2O) kleinere Werte aufwiesen als nach einer Waschung mit Chloroform. Im Mittel lagen die Werte um 0, 25 % absolut niedriger. Auf Grund dieser Erfahrungen wurden alle feinklastischen Proben mit Chloroform gewaschen.

b) Einfluß des Trocknungsvorganges auf die Porositätsmessung.

Die feinklastischen Proben haben eine große spezifische innere Oberfläche und eine sehr kleine Permeabilität. Man muß annehmen, daß die Proben während der Lagerung atmosphärischen Wasserdampf absorbiert haben. Bei der Trocknung muß eine Temperatur gewählt werden, bei der nur das absorbierte Wasser, nicht aber das Kristallwasser freigesetzt wird. Auf Grund der geringen Permabilitäten darf die Trocknungszeit nicht zu kurz gewählt werden.

Tabelle 8 soll den Einfluß des Trocknungsvorganges zeigen.

Das Trockengewicht G'_o wurde erhalten nach einer Trocknung von 4 h bei 70^o C. Unter G_o stehen die Trockengewichte, die nach erneuter Tränkung mit CCl_4 und einer Trocknung über 10 h bei 80^o C gewogen wurden. Die Tabelle zeigt, daß in allen Fällen G_o geringer ist als G'_o.

Es hat sich gezeigt, daß unter Vakuum (10^{-3} mm Hg) eine Temperatur von 80^o C und eine Zeit von 10 h eine hinreichende Trocknung gewährleistet. Weitere Temperaturerhöhungen und Verlängerungen der Trocknungszeit erwiesen sich von unbedeutendem Einfluß.

c) Einfluß des Tränkungsvorganges auf die Porositätsmessung

Bei der Bestimmung des Gewichtes der Proben im Tetrachlorkohlenstoffbad (G_1) kommt es auf eine vollständige Sättigung des effektiven Porenraumes an. Bei den geringen Permeabilitäten der vorliegenden Proben wurden Versuche angestellt, um die optimalen Tränkungsbedingungen zu ermitteln. Es hat sich gezeigt, daß die Tränkung nach einer Zeit von 8 h bei einem Druck von 20 kg/cm^2 die gleiche ist, wie der assymptotische Wert, der sich bei einer Tränkung unter atmosphärischen Bedingungen über eine unendlich lange Zeit ergibt.

Die Tabelle 9 zeigt die Differenz der gemessenen Porositäten, jenachdem ob man einen Tränkungsdruck von 1 kg/cm^2 (ω_1) oder von 20 kg/cm^2 (ω_{20}) wählt. In beiden Fällen betrug die Tränkungszeit 8 h. ω_{20} liegt immer deutlich über ω_1. Aus der Tabelle ist die absolute Differenz ($\Delta\omega$) und die relative Differenz ($\frac{\Delta\omega}{\omega_{20}}$) sowie das Verhältnis der Permeabilität (k) zur Porosität abzulesen.

Gleiche Untersuchungen wurden an 170 weiteren Proben durchgeführt. Die Tabelle 10 zeigt zusammenfassend die sich ergebenden mittleren Differenzen bei den Porositäten.

Bildet man für alle 189 untersuchten Proben den Mittelwert der relativen mittleren Differenzen, dann erhält man 22 %. Daraus ist zu folgern, daß man bei gering permeablen feinklastischen Sedimenten bei einer herkömmlichen Tränkung unter atmosphärischen Bedingungen zu kleinen Porositäten erhält. Bei einer Porosität von 3 % muß man mit einer Abweichung von etwa 0,75 % absolut rechnen. Damit liegt man deutlich über der zufälligen Fehlergrenze von $\pm$ 0,22 % absolut.

Um den Fehler, der durch eine unvollständige Tränkung entsteht, möglichst klein zu halten, wurden allen Porositätsmessungen eine 8 stündige Tränkungszeit bei 20 kg/cm^2 zu Grunde gelegt. Qualitativ gilt das gleiche für die Bestimmung der wahren Dichte. Eine quantitative Fehleruntersuchung wurde jedoch nicht durchgeführt.

Bohrung	Teufe (m)	G'_o (g)	G_o (g)	Bohrung	Teufe (m)	G'_o (g)	G_o (g)
Neufor-	375	25,458	25,269	Neufor-	871	26,070	26,012
weiler	395	24,798	24,705	weiler	882	26,527	26,436
	413	25,301	25,172		893,5	26,710	26,656
	455	19,729	19,662		916,5	26,839	26,597
	463,5	25,527	25,419		923	25,970	25,925
	474,5	28,794	28,741		931,5	27,144	27,085
	481	25,594	25,424		942	24,904	24,852
	500	25,298	25,086		962	26,291	26,257
	508	25,949	25,749		970	28,268	28,291
	528	25,007	24,810		973,5	25,030	24,951
	448	25,660	25,473		989	26,585	26,505
	570	25,586	25,447		996	24,820	24,798
	581	26,153	26,047		1000	26,840	26,795
	589,5	25,583	25,459		1016,5	28,071	28,058
	606,5	25,323	25,100		1027,5	13,545	13,540
	628	25,085	24,739				

Tabelle 8 Vergleich der Trockengewichte bei unterschiedlichen Trocknungsbedingungen

Teufe (m)	ω_1 1 kg/cm^2	ω_{20} 20 kg/cm^2	$\omega_{20} - \omega_1 = \Delta\omega$	$\frac{\Delta\omega}{\omega_{20}}$	$\frac{k}{\omega_{20}}$
647,5	1,01	1,37	0,36	0,26	8
654,5	0,78	0,90	0,12	0,13	64
662,5	0,71	0,77	0,06	0,01	28
667,5	0,63	0,90	0,27	0,03	51
678	1,23	1,47	0,24	0,16	17
684	1,34	1,64	0,30	0,18	17
689,5	1,36	1,70	0,34	0,20	54
696	0,93	1,27	0,34	0,27	5
703	2,24	2,50	0,26	0,10	21
710,5	0,72	1,12	0,40	0,36	46
716,5	1,35	1,65	0,30	0,18	31
724,5	1,73	1,84	0,11	0,06	15
730	1,22	1,45	0,23	0,16	20
737	1,14	1,26	0,12	0,09	38
746,5	1,16	1,47	0,31	0,21	31
754,5	0,61	0,81	0,20	0,25	109
760	0,37	0,49	0,12	0,24	82
768	0,91	1,39	0,48	0,34	--
783	0,81	0,96	0,15	0,16	30
			Summe	3,39	$\frac{339}{19}$ ~18 %

Tabelle 9 Vergleich der Porositäten bei unterschiedlicher Tränkung.
Bohrung Waldbach

Bohrung	Probenzahl	$\left\{ \frac{\Delta w}{w} \right\}_{20}$	mittlere Differenz (relativ)
Kerbach	45	10,43	etwa 22 %
Teufelspforte	30	8,58	etwa 28 %
Weierbachtal	35	13,76	etwa 39 %
Neumünster	21	1,69	etwa 8 %
Berus	18	1,27	etwa 7 %
Waldbach	19	3,39	etwa 18 %
Neuforweiler	21	2,55	etwa 13 %

Tabelle 10 Die relativen mittleren Differenzen in den Porositätswerten bei unterschiedlichen Tränkungsbedingungen

d) Zur Bestimmung des Probengewichtes in Quecksilber

Während der Bestimmung von G_2 befinden sich die Proben etwa 5 cm unter der Oberfläche des Quecksilbers. Bei der Messung darf das Quecksilber nicht in den Porenraum eindringen. Bei dieser Versenkung ist der hydrostatische Druck sicherlich zu klein, um ein solches Eindringen zu bewirken. Unter den gegebenen Bedingungen kann das Quecksilber nur in Poren mit einem Eingangsradius von $>1/10$ mm eintreten. Später wird gezeigt, daß die Poreneingangsradien der untersuchten Proben immer kleiner als 1/10 mm sind, so daß die Bestimmung von G_2 mit keinem systematischen Fehler behaftet ist.

Für die Bestimmung der Porosität und der scheinbaren Dichte sind hierbei also keine systematischen Fehlerquellen zu befürchten.

3.1.5 Bestimmung der Permeabilitäten

3.1.5.1 Untersuchungsverfahren

Die Permeabilität zeigt an, in welchem Maße ein Körper von Medien durchflossen werden kann. Sie ist umgekehrt proportional dem Widerstand, den ein Gestein dem Fließen seines Poreninhaltes entgegensetzt (v. ENGELHARDT, 1960).

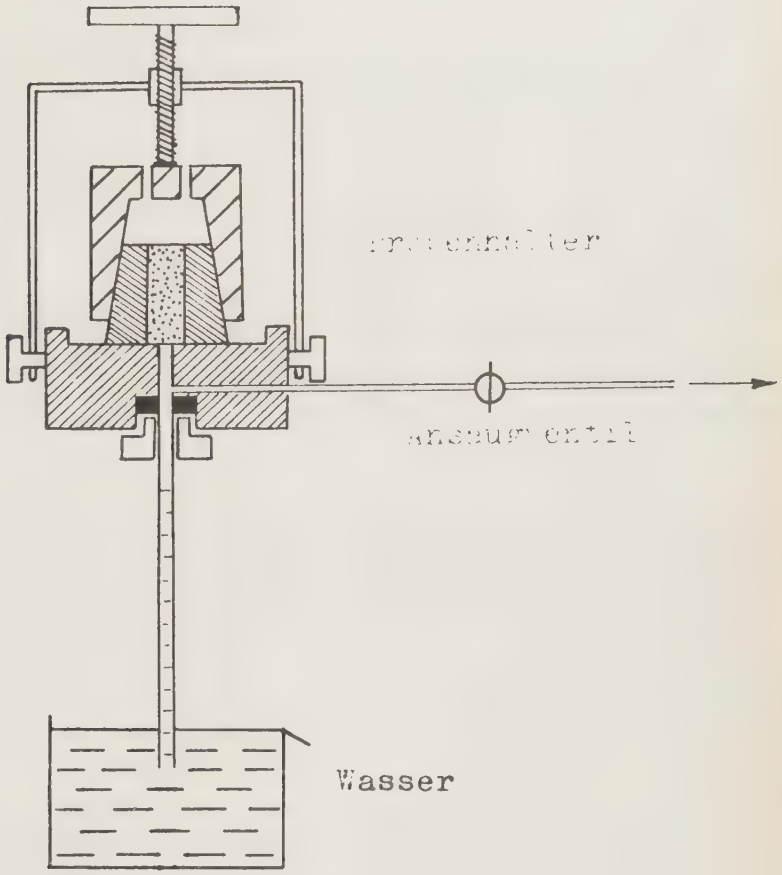


Abb. 10: Schema des Luftpermeaters

Bei den vorliegenden Untersuchungen wurde die Permeabilität mit Luft gemessen. Die jeweils senkrecht und parallel zur Schichtung orientierten Prüfkörper wurden getrocknet und in einen verbesserten Luftpermeater IFP 49 mit variabler Charge eingepaßt (Abb. 10). Die Berechnung der Permeabilitäten erfolgte nach der für kompressible Medien unter isothermen Bedingungen erweiterten Filterformel von DARCY (1856):

$$K = \frac{2\,L \cdot P_a \cdot \eta \cdot Q}{F \cdot (p_1^2 - p_2^2) \cdot t} \quad \text{(darcy)} \qquad (9)$$

K = Permeabilität

L = Länge der Probe in cm

F = durchströmte Fläche in cm^2

$\frac{Q}{t}$ = Durchflußmenge pro Zeiteinheit in cm^3/sec

η = Viskosität des strömenden Mediums in cp

P_a = während der Messung herrschender Atmosphärendruck

P_2 = Druck hinter der Probe; er ist praktisch gleich P_a

P_1 = Druck vor der Probe (P_a + Überdruck)

3. 1. 5. 2 Klinkenbergkorrektur

Durchfließen Flüssigkeiten einen porösen Körper, so ist die Permeabilität im Prinzip unabhängig vom fließenden Medium. Anders verhält es sich mit Gasen. Bei Flüssigkeiten bildet sich an den Porenwänden ein Anlegefilm mit der Fließgeschwindigkeit gleich 0. Nach KUNDT & WARBURG (1875) gleiten Gase jedoch an den Porenwänden entlang. Die Gase diffundieren bevorzugt in Richtung des Druckgefälles, wodurch der Begriff der Viskosität seinen Sinn verliert (KNUDSENFLUSS). Dadurch ist die Strömungsgeschwindigkeit eines Gases durch einen porösen Körper größer als man nach der Hagen-Poiseuille-Gleichung erwarten kann. Diese Gleitung tritt umso stärker in Erscheinung, je größer das Verhältnis der inneren Oberfläche zum freien Porenraum ist, und die Kapillardurchmesser Größenordnungen annehmen, die ähnlich der mittleren freien Weglänge der Gasmoleküle sind.

KLINKENBERG (1941) hat experimentell gezeigt, daß die Gaspermeabilität eine Funktion der mittleren freien Weglänge der Gasmoleküle ist. Damit ist die Gaspermeabilität nicht mehr gesteinscharakteristisch, sondern außer von der Beschaffenheit des Porenraumes auch noch abhängig von Faktoren, die die freie Weglänge der Gasmoleküle beeinflussen: Art des Gases, Druck und Temperatur.

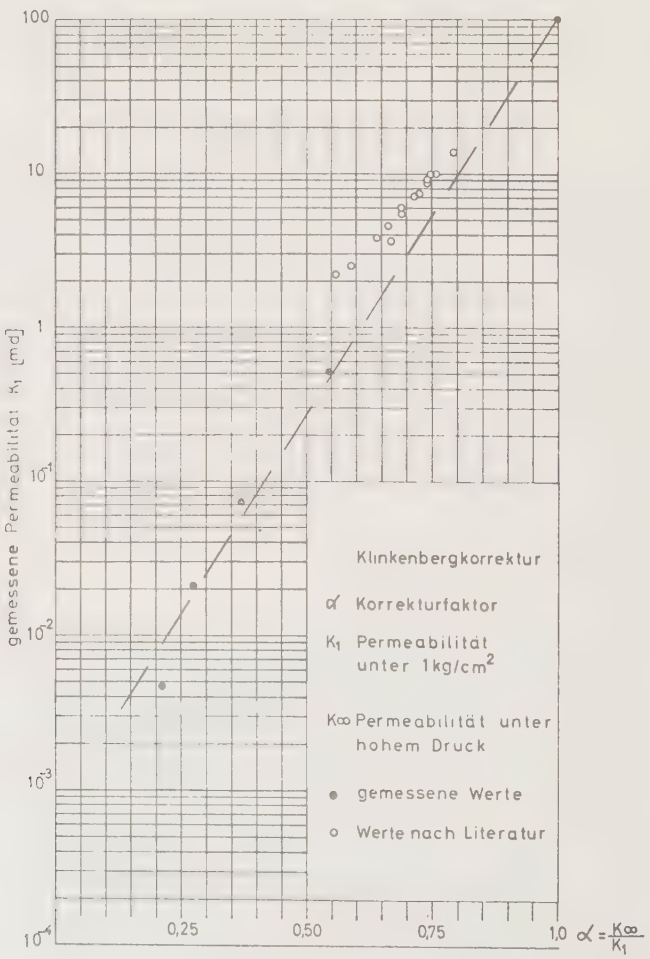


Abb. 11: Klinkenbergkorrektur nach HOUPEURT (1965)

KLINKENBERG fand, daß bei einer Anwendung von hohen Drücken die Gaspermeabilität sich der Flüssigkeitspermabilität angleicht. Bei unendlich hohem Druck ist die Gleitung der Moleküle an den Porenwänden gleich 0. KLINKENBERG führte eine Korrekturkurve ein, indem er die Gaspermeabilität bei verschiedenen mittleren Drücken $\bar{P}$ bestimmte, die gemessenen Permeabilitäten gegen $1/\bar{P}$ auftrug und die Kurve $K = 1/\bar{P}$ gegen null extrapolierte.

Die bei den vorliegenden Untersuchungen unter Atmosphärendruck gemessenen Permeabilitäten sind demnach zu hoch, und sie müssen mit einem Faktor < 1 korrigiert werden. Abb 11 zeigt die Korrekturkurve aus der der Korrekturfaktor $\alpha = K_\infty / K_1$ abgelesen werden kann. Man sieht, daß α umso kleiner wird, je geringer die gemessene Permeabilität ist. Daraus ist zu folgern, daß gerade die geringen Permeabilitäten mit einem Fehler in Richtung auf höhere Permeabilität behaftet sind.

Die an den vorliegenden Proben gemessenen Luftpermeabilitäten sind als sehr gering zu bezeichnen. Sie sind deshalb nur als eine Annäherung an die wahren Permeabilitäten zu betrachten. Aus diesem Grunde wurde auf eine Fehleruntersuchung verzichtet.

3. 1. 6 Bestimmung der Poreneingangsradien

3. 1. 6. 1 Untersuchungsverfahren

An 25 Proben wurden Kapillardruckmessungen vorgenommen. Es wurde dabei nach der Quecksilber-Injektionsmethode verfahren. Abb. 12 zeigt das Schema des von Géopétrole benutzten Hg-Porosimeters. Die Apparatur wurde mit zwei Manometern für Druckablesungen zwischen 0 - 10 kg/cm^2 und 10 - 250 kg/cm^2 versehen. Dadurch ist in den unteren Druckbereichen eine genauere Ablesung möglich.

Die getrocknete Probe wird in die Zelle gebracht und unter Vakuum gesetzt. Darauf wird die Zelle bis an die obere Ablesemarke mit Quecksilber gefüllt und an eine Druckpumpe angeschlossen. Unter einer stufenweisen Druckerhöhung um jeweils 20 kg/cm^2 bis zu einem Enddruck von 250 kg/cm^2 wird dann das Quecksilber in die Poren der Proben gepreßt. Dabei wird jeweils die Menge Quecksilber gemessen, die bei einem bestimmten Druck nachgegeben werden muß, um den Hg-Spiegel wieder auf die obere Ablesemarke zu bringen. Es ist darauf zu achten, daß nach jeder Druckerhöhung sich ein Gleichgewicht einstellen kann, um Meßwerte unter statischen Bedingungen zu erhalten.

Da die Porosität der Probe bekannt ist, kann man für jeden Druck den Anteil des Porenraumes berechnen, der mit Quecksilber gefüllt ist. Der Prozentanteil des mit Quecksilber gefüllten Porenraumes wird als Funktion des Druckes in einer Kurve dargestellt.

Dringt eine nicht benetzende Flüssigkeit in eine Kapillare ein, dann gilt die Gleichung:

$$P_c = \frac{2\,T \cdot \cos\theta}{r} \qquad (10)$$

P_c : Kapillardruck in kg/cm^2

T Oberflächenspannung der eindringenden Flüssigkeit (für Quecksilber 480 dyn/cm)

θ Randwinkel der Flüssigkeit (für Quecksilber 140^o)

r Radius der Kapillare in mikron,

Da der Ausdruck $2\,T \cdot \cos\theta$ als Konstante mit 7,26 gesetzt werden kann, ist es möglich nach der Gleichung:

$$P_c = \frac{7,26}{r} \qquad (11)$$

jeweils die Poreneingangsradien zu berechnen, durch die das Quecksilber bei einem gegebenen Druck P_c noch eindringen kann.

3. 1. 6. 2 Fehlerbetrachtung

3. 1. 6. 2. 1 Zufällige Fehler

Die zufälligen Fehler bei den Kapillardruckmessungen werden kleiner mit steigender Sättigung und zunehmender Porosität. Bei dem untersuchten Probenmaterial konnte selten bei einem Druck von 250 kg/cm^2 eine Sättigung des Porenraumes mit Quecksilber von mehr als 20 % erzielt werden. Bei Sättigungen unter 5 % muß aber mit erheblichen Fehlern gerechnet werden. Die folgenden Zahlentafeln zeigen die von Géopétrole errechneten zufälligen relativen Fehler Δ Sättigung/Sättigung % für die Porosität n %:

Für eine Sättigung von 5 % gilt:

Porosität % :	1	2	3	4	5
Fehler $\frac{\Delta S}{S}$ % :	133	66	44	33	26

Für eine Sättigung von 1 % gilt:

Porosität :	1	2	3	4	5
Fehler $\frac{\Delta S}{S}$ % :	560	280	187	140	112

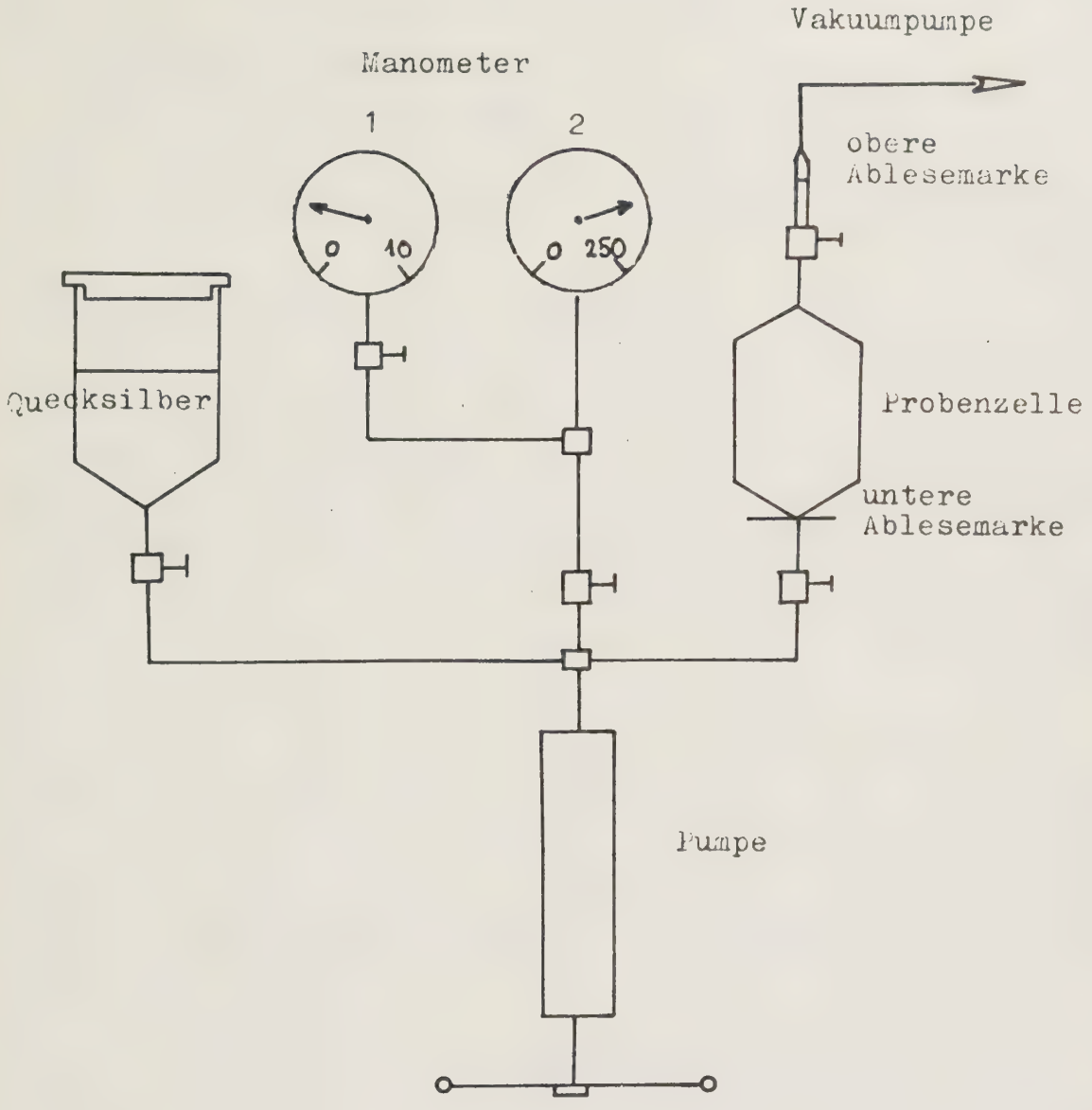


Abb. 12: Schema des Hg-Porosimeters

Die Kapillardruckkurven sind also in den unteren Sättigungsbereichen mit erheblichen Fehler behaftet.

3. 1. 6. 2. 2 Systematische Fehler

Das jeweils nach einer Druckerhöhung nachzugebende Quecksilbervolumen ist nicht ohne Korrektur als ein Maß für das in den Porenraum eingedrungene Quecksilber zu betrachten. Für das Sinken des Hg-Spiegels nach einer Druckerhöhung gibt es weitere Ursachen. So muß die Kompressibilität des Quecksilbers und mehr noch die Ausdehnung der Zelle in Abhängigkeit von der Druck-

erhöhung berücksichtigt werden. Beides kann gemessen werden, indem man das Nachstellvolumen in einem Leerversuch ohne Probenkörper als Funktion des Druckes ermittelt. Durch Subtraktion einer so ermittelten Kurve von den jeweils mit Proben gemessenen Kurven sind diese Fehlerquellen zu eliminieren.

Eine weitere Fehlerquelle entsteht dadurch, daß zu Beginn der Messungen das Quecksilber nicht unmittelbar dem Probenkörper anliegt. Über Rauhigkeiten der Oberfläche und Poreneingänge spannen sich konkave Bögen. Bei einer Druckerhöhung werden die Bögen immermehr eingedrückt und erst bei einem bestimmten Druck (Schwellendruck) beginnt das Quecksilber in den Porenraum einzudringen.

Dieser Schwellendruck wurde von HOUPEURT wie folgt bestimmt: Die Proben wurden unter Vakuum 40 Stunden lang bei 80° C getrocknet. Danach wurden sie in einem Probenhalter 20 Stunden unter einem Druck von 20 kg/cm^2 mit Tetrachlorkohlenstoff gesättigt. Abb. 13 zeigt das Schema der Versuchsanordnung. Ganz langsam und skzessiv wurde nun mittels kompremierter Luft ein Überdruck unterhalb des Probenkörpers erzeugt. Der Druck, bei dem die erste Luftblase in dem über der Probe befindlichen Tetrachlorkohlenstoff sichtbar wird, ist der Schwellendruck für die Verdrängung von Tetrachlorkohlenstoff durch Luft. Wichtig ist, daß der Druck sehr langsam erhöht wird, um quasi statische Bedingungen zu erhalten.

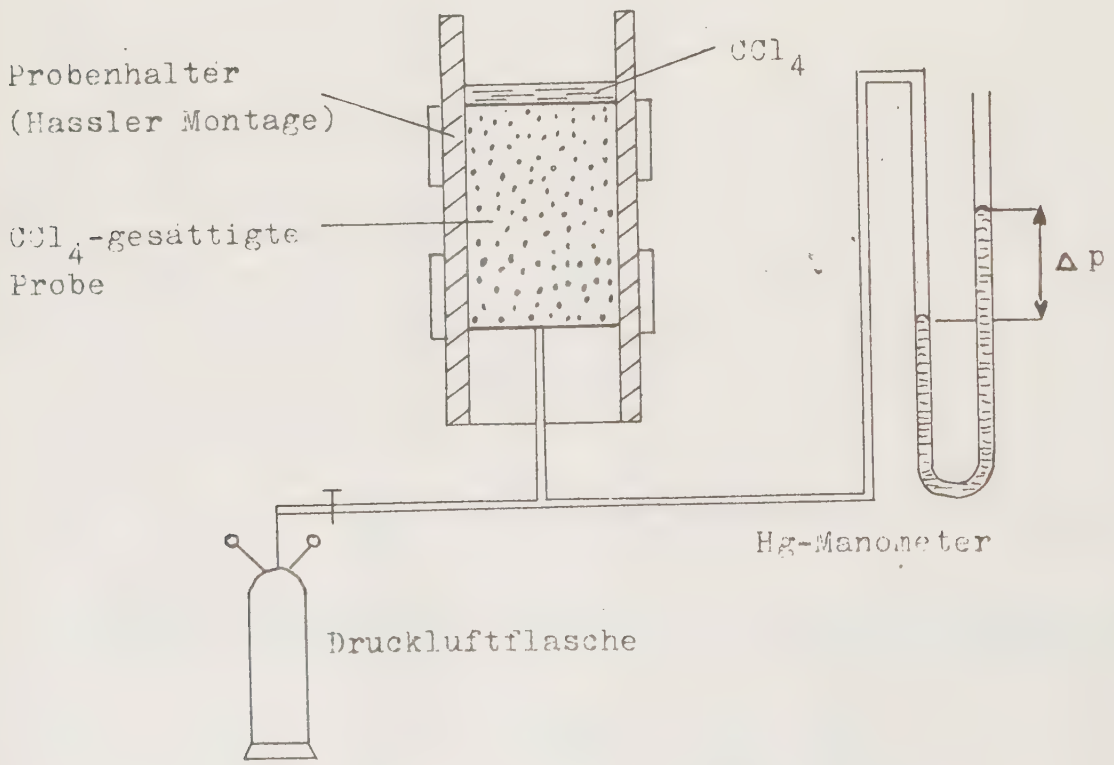


Abb. 13: Schema der Versuchsanordnung zur Bestimmung des Schwellendruckes

Aus dem Schwellendruck $P_{(CCl_4/Luft)}$ läßt sich der Schwellendruck $P_{(Luft/Hg)}$ errechnen. In der Gleichung 10 ist der Ausdruck $T \cdot \cos\theta / P_c$ bei unpolaren Flüssigkeiten unabhängig von der Art der Flüssigkeit. Für das Paar Luft/Hg kann man setzen:

$T = 475$ dyn/cm und $\cos\theta = 0,684$

Für das Paar CCL_4/Luft gilt:

$T = 26,8$ dyn/cm und $\cos\theta = 1$

Daraus folgt: $P_{(Luft/hg)} = 12,1 \cdot P_{(CCl_4/Luft)}$ (12)

3. 1. 7 Bestimmung der inneren Oberfläche

An 5 Proben wurde eine Messung der spezifischen inneren Oberfläche vorgenommen. Die Messungen wurden nach der Stickstoff-Adsorptionsmethode durchgeführt. Hierbei wird aus der Menge des absorbierten Stickstoffes auf die Größe der inneren Oberfläche geschlossen.

3. 2 Petrophysikalische Untersuchungsergebnisse

3. 2. 1 Anmerkung zu den Tafeln im Anhang

In den Tafeln 2/3/4/5/8/9/11/13 (s. Anhang) sind die Ergebnisse der Dichte-, Porositäts- und Permeabilitätsmessungen graphisch dargestellt. Neben den Schichtprofilen sind die Daten gegen die Teufe aufgezeichnet (Dem Original wurden 14 Tafeln beigefügt. Die Auswahl von 8 Tafeln zeigt jedoch im Wesentlichen das gleiche).

Bei den Porositätsdiagrammen wurde zwischen siltigen und feinkörnigen Tonsteinen und Toneisensteinen unterschieden. Die Unterscheidung erfolgte makroskopisch am Bohrkern. Die gemittelte Porositätskurve zeigt die gleitenden Mittelwerte über jeweils 100 m Bereiche. Bei zu geringer Probenzahl wurden vereinzelt 150 m Bereiche gewählt. Die Werte der Toneisensteine wurden hierbei nicht berücksichtigt.

Bei den Dichtekurven wurden die wahren und scheinbaren Dichtewerte jeweils zu einer Kurve verbunden, um die Differenz besser sichtbar zu machen. Die Dichten der Toneisensteine wurden nicht in den Kurvenverlauf einbezogen.

Die Permeabilitäten wurden im logarithmischen Maßstab gegen die Teufe aufgetragen. Um das Permeabilitätsspektrum zu verdeutlichen, wurden jeweils die horizontal und vertikal Werte einer Probe verbunden. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die Permeabilitäten auch in der schichtparallelen Ebene richtungsabhängig sein können. Auf derartige Untersuchungen wurde hier verzichtet. Ein nicht orientierter Horizontalwert wurde als repräsentativ angesehen. Die in den Diagrammen eingetragenen Permeabilitäten sind nicht nach KLINKENBERG korrigiert.

3. 2. 2 Ergebnisse der Dichtemessungen

3. 2. 2. 1 Wahre Dichte

Die Werte der wahren Dichte der Tonsteine liegen bis auf wenige Ausnahmen zwischen 2, 6 und 2, 9 g/cm^3. Die gleitenden Mittelwerte liegen bei allen Bohrungen zwischen 2, 7 und 2, 8 g/cm^3 (s. Abb. 31).

Die wahre Dichte ist die Summe der Gewichte der einzelnen Gesteinskomponenten gemessen in 1 cm^3 festem Gestein. Die das Gestein aufbauenden Silikate und der Quarz zeigen keine großen Differenzen in den Dichten: Quarz 2. 65, Feldspat um 2. 55, Muskovit um 2. 83, Illit um 2. 80, Kaolinit 2. 60 und Chlorit um 2. 80. Extremwerte haben die kohlige Substanz um 1. 3 und Siderit um 3. 85. So zeigen dann auch Tonsteine mit Werten $< 2,6$ g/cm^3 einen beträchtlichen Anteil an kohliger Substanz und Tonsteine mit Werten $> 2,9$ g/cm^3 hohe Sideritanteile. In Abb. 14 sind die wahren Dichtewerte einiger Proben gegen die röntgenographisch bestimmten Gewichtsanteile von Siderit aufgetragen. Das Diagramm zeigt, daß zwischen einem Sideritgehalt von etwa 20 % und 60 % keine Übergangslieder sind.

Die Streuung im Bereich geringer Sideritgehalte ist dadurch zu erklären, daß die Sideritgehalte bis zu etwa 20 Gew. % keinen entscheidenden Einfluß auf die Dichte haben.
Durch Mischungen der anderen Gesteinskomponenten ist hier der dichteerhöhende Einfluß noch zu kompensieren.
Die Gerade, die die üblichen Tonsteine mit dem Bereich der Toneisensteine verbindet, zeit den Gradienten an, mit dem die Dichte zunimmt bei steigendem Sideritgehalt. Bei 100 Gew. % Siderit zeigt sie ungefähr 3, 8 g/cm^3 an, was der Dichte des Siderits entspricht.

3. 2. 2. 2 Scheinbare Dichte

Die Werte der scheinbaren Dichte zeigen eine deutliche Teufenabhängigkeit. Aus den Diagrammen auf den Tafeln im Anhang ist ersichtlich, daß mit zunehmender Teufe die scheinbare Dichte sich der wahren nähert. Die Differenz zwischen den beiden Dichten ist der Porosität proportional und kann somit auch als ein Maß für die Kompaktion benutzt werden.

Für die Bohrungen Picard, Neuforweiler, Karbach und Saarbrücken N wurden die gleitenden Mittelwerte in 100 m Abständen (seltener 150 m) für die wahren und scheinbaren Dichtewerte gebildet. In Abb. 15 sind die Mittelwerte für die Dichten und die Porosität aufgetragen. Hier kommen die Beziehungen deutlicher als in den Tafeln zum Ausdruck.

Die wahren Dichtewerte liegen annähernd auf einer Geraden, der sich die Kurve der scheinbaren Dichtewerte mit zunehmender Teufe immermehr annähert. In dem Maße, in dem die Annäherung stattfindet, nimmt die Porosität ab. Die Beziehung zwischen den Dichten und der Porosität kommt in folgender Formel zum Ausdruck:

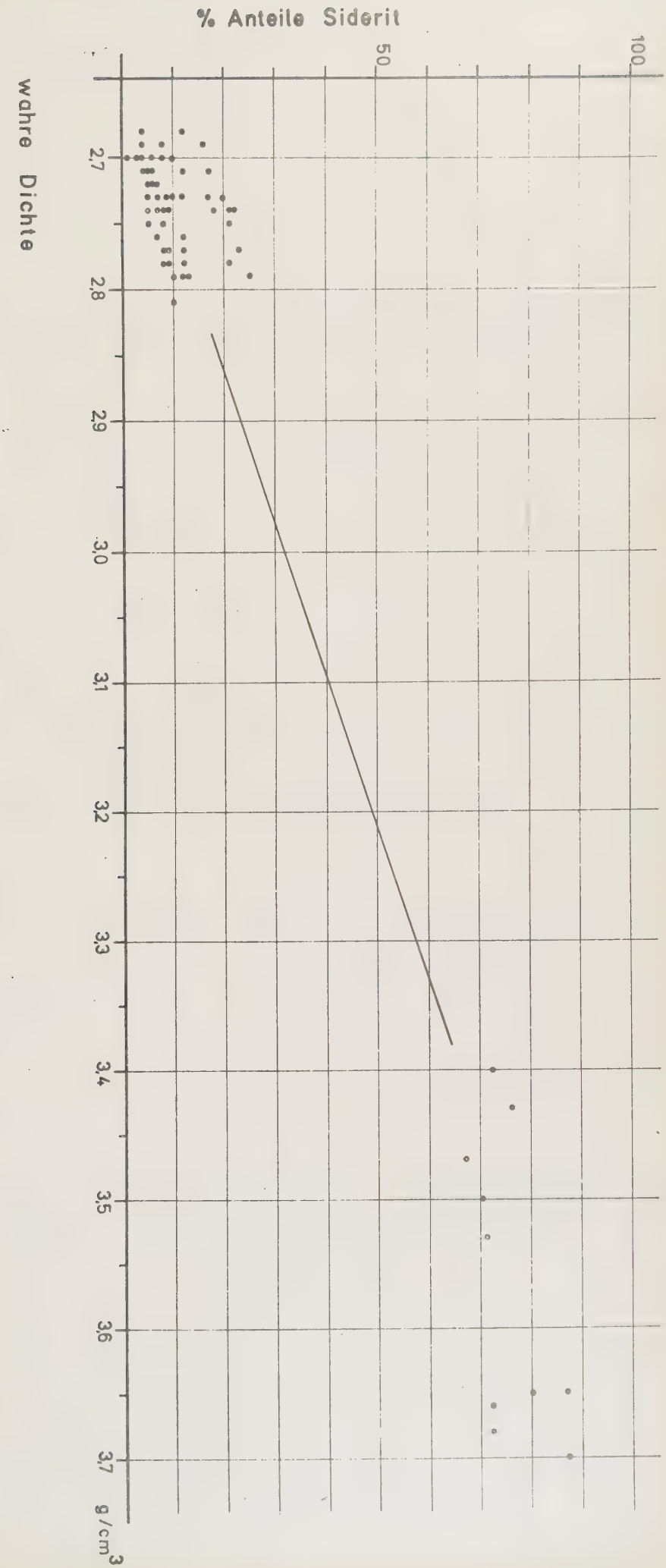


Abb. 14: Wahre Dichte und Gew. % Siderit

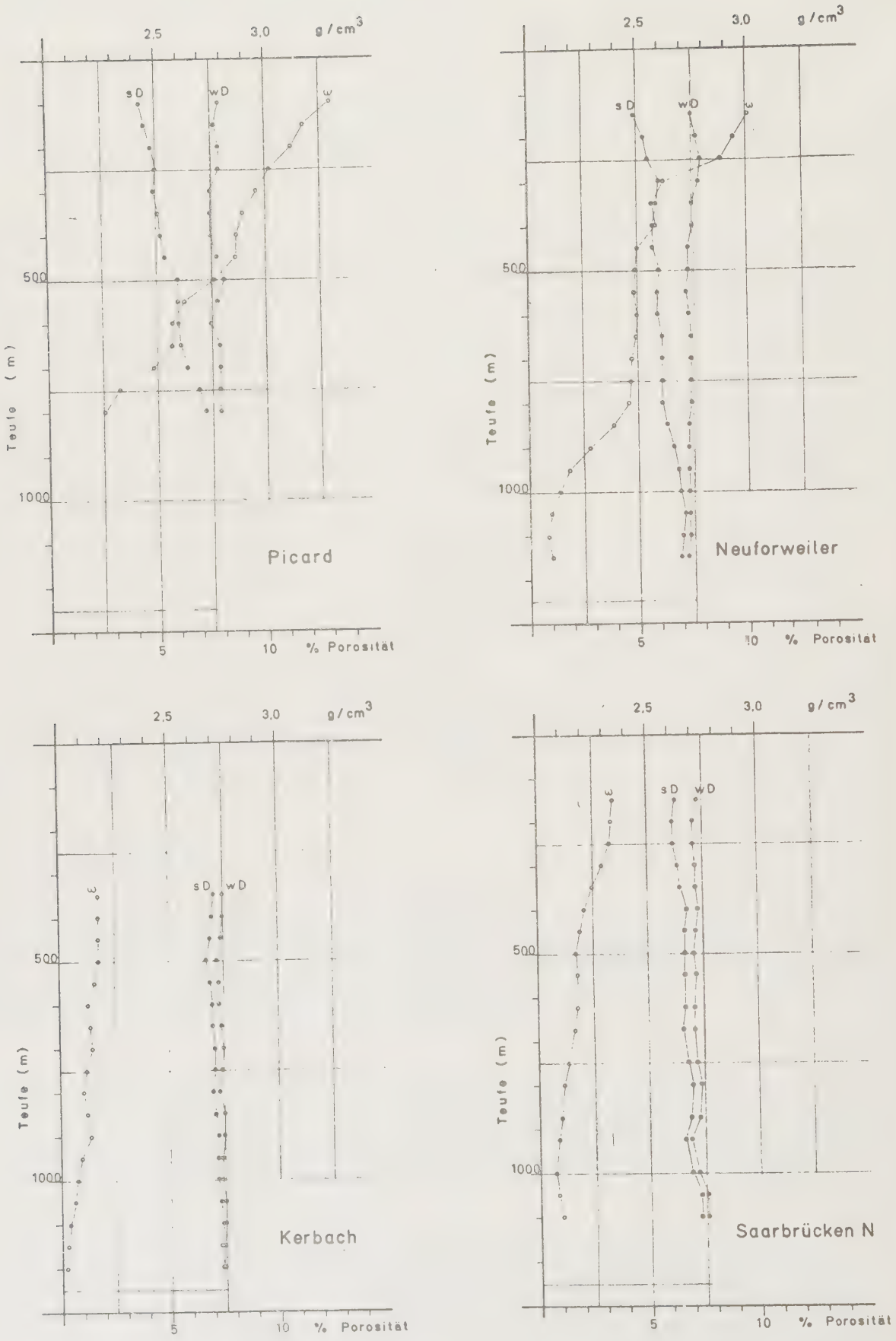


Abb. 15: Beziehungen zwischen wahrer Dichte, scheinbarer Dichte und Porosität (Mittelwertskurven)

$$\text{Vol \% Porosität} = 100 \cdot \left(1 - \frac{\text{scheinbare Dichte}}{\text{wahre Dichte}}\right) \qquad (13)$$

3. 2. 3 Ergebnisse der Porositätsmessung

3. 2. 3. 1 Effektive Porosität

Alle Bohrungen zeigen eine Abnahme der effektiven Porosität mit zunehmender Teufe. Die Abnahme erfolgt zumeist kontinuierlich. Diskontinuitäten an Schichtgliedergrenzen sind sowohl innerhalb des Stefans als auch innerhalb des Westfals nicht festzustellen. Auf Grund der Gleichartigkeit des Sedimentmaterials ist dieses auch nicht zu erwarten.
Auffallend ist jedoch der Porositätssprung zwischen dem Westfal und dem Stefan. In den Bohrungen Neuforweiler (Tafel 3) und Neumünster (Tafel 13) ist die Westfal/Stefan-Grenze aufgeschlossen. Bemerkenswert ist, daß in der Bohrung Neuforweiler der Porositätssprung mit der stratigraphischen Grenze zusammenfällt, während in der Bohrung Neumünster der Sprung etwa 50 m unterhalb der stratigraphisch festgelegten Grenze liegt. Später soll darauf eingegangen werden.
Die Stefansedimente haben einen wesentlich flacheren Teufen-Porositäts-Gradienten als die Westfalsedimente. Daraus ist zu entnehmen, daß die Stefansedimente empfindlicher auf eine Veränderung der Teufe reagieren.

In den oberen Teufenbereichen kann die Porosität im Stefan 15 Vol. % erreichen. Bei einer kontinuierlichen Abnahme findet man über dem Holzer Konglomerat nur noch Porositäten zwischen 3 und 4 Vol % (s. Tafeln 2 und 13).
Das Westfal dagegen hat selten Porositäten über 5 Vol % aufzuweisen. Zumeist liegen die Werte je nach Teufenlage zwischen 1 - 3 Vol %. Der Teufen-Porositäts-Gradient ist sehr steil.
In den Teufen-Porositäts-Diagrammen ist deutlich oberhalb 300 m Teufe ein stärkerer Porositätsanstieg zu beobachten. Am deutlichsten kommt dieses in der Bohrung Weierbachtal (Tafel 8) zum Ausdruck. Die höheren Porositäten lassen auf eine Auflockerung der Sedimente schließen. Man muß also mit Einwirkungen von der Oberfläche bis zu einer Teufe von 300 m rechnen, wodurch eine Auflockerungszone entsteht.

3. 2. 3. 2 Absolute Porosität

Aus der Tabelle 11 sind die Ergebnisse der wenigen Bestimmungen der absoluten Porosität zu ersehen. In Prozenten der absoluten Porosität schwankt der Totporenraum zwischen 8,1 - 28,0 Vol %. Im Mittel beträgt der Totporenraum etwa 17,5 % des absoluten Porenraumes (s. Abb. 16).

	Probe Nr.	absolute Porosität Vol %	effektive Porosität Vol %	Totporosität Vol %
STEFAN	9	8,7	7,14	1,56
	31	8,3	6,54	1,76
	36	7,3	6,66	0,64
WESTFAL	607	2,9	2,19	0,71
	612	2,3	1,80	0,50
	617	2,1	1,93	0,17
	647	2,1	1,51	0,59

Tabelle 11 Ergebnisse der absoluten Porositätsbestimmung

3.2.3.3 Normalporositätskurven

Es wurden die Mittelwertkurven der Porosität-Teufendiagramme auf transparentem Papier gezeichnet und auf dem Leuchttisch solange verschoben, bis die einzelnen Kurven bestmöglich zur Deckung kamen. So entstand für das Westfal und das Stefan jeweils eine Kurve, die als Normalporositätskurve bezeichnet werden kann (s. Abb. 17).

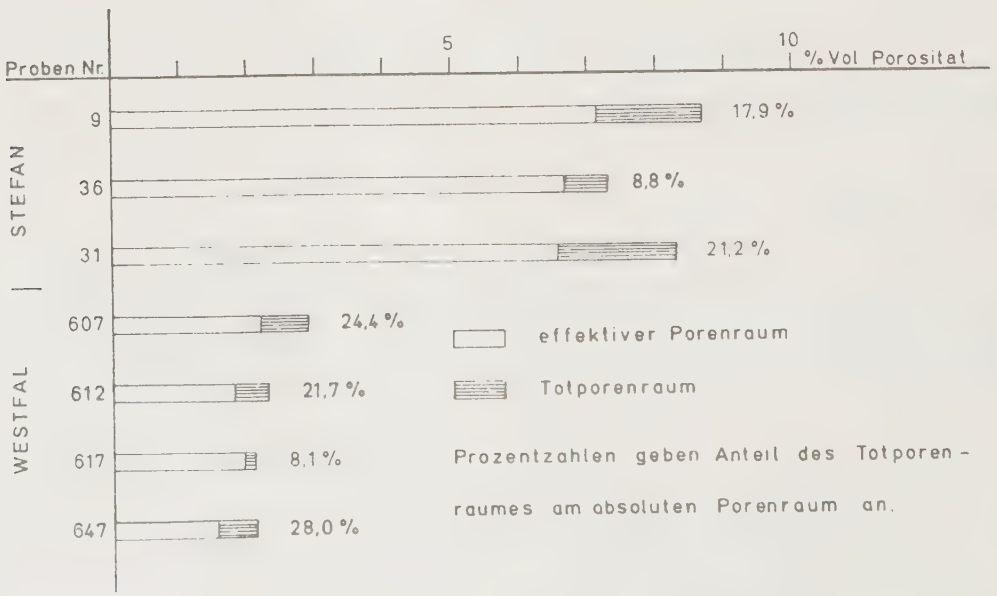


Abb. 16: Prozentuale Aufteilung des Porenraumes

Bei der Mittelwertbildung wurden die Toneisensteinporositäten nicht berücksichtigt. Es wurden auch nur Bohrungen herangezogen, in denen keine größeren Störungszonen vorlagen. Ebenso wurden die Porositäten aus der Auflockerungszone ausgeschlossen.

Die Normalporositätskurven zeigen die Abhängigkeit der Porosität von der Teufe, wobei der Teufenmaßstab keine absoluten Teufen angibt, sondern relativ ist. Auffalend ist der Unterschied zwischen der Westfal- und Stefankurve.

Die Stefankurve zeigt einen wesentlich flacheren Gradienten als die Westfalkurve. Die Porosität nimmt hier auf 100 m etwa um 1,4 Vol % ab. Über den untersuchten Teufenbereich ist die Beziehung zwischen Porosität und Teufe linear.
Die steile Westfalkurve hat bei etwa 1,5 Vol % einen Knickpunkt. Man kann daraus schließen, daß die untersuchten Sedimente ab einer Porosität von etwa 1,5 Vol % einer weiteren Kompaktion stärkeren Widerstand leisten. Dadurch werden sie teufenunempfindlicher, und der Gradient wird steiler. In den Bereichen über 1,5 Vol % verändert sich die Porosität um etwa 0,4 Vol % und unter 1,5 Vol % um etwa 0,2 Vol % pro 100 m Teufenunterschied.

3. 2. 3. 4 Einfluß der Hauptmineralkomponenten auf die Porosität

An fünf Bohrungen wurde der Einfluß untersucht, den die mineralogische Zusammensetzung auf die Porosität hat. Dazu wurden die gemessenen Porositäten über die Normalporositätskurven auf eine bestimmte Teufe umgerechnet (500 bzw. 1000 m). Auf diese Weise wird der Einfluß der Teufenlage ausgeschaltet.

In den Abb. 18, 19, 20 und 21 sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen graphisch dargestellt.

Am augenscheinlichsten ist der Einfluß des Sideritgehaltes. Eine Erhöhung des Sideritgehaltes hat fast immer eine Verringerung der Porosität zur Folge. Eindeutig ist dieser Zusammenhang bei Sideritgehalten über 20 %. Die Toneisensteine haben immer Porositäten unter 1 Vol %.
Der Einfluß des Quarzgehaltes ist nicht so deutlich. Die Diagramme zeigen jedoch, daß bei einer Zunahme des Quarzgehaltes die Porosität meistens abnimmt. Diese Tendenz ist auch aus den Teufen-Porositätsdiagrammen im Anhang zu entnehmen. Die Porositäten der siltigen Tonsteine neigen dazu, unter den Werten der feinkörnigen Tonsteine zu liegen. Nach einer Eintragung der gemittelten Porositätskurven in die Teufen-Porositätsdiagramme ergab sich folgender Befund:

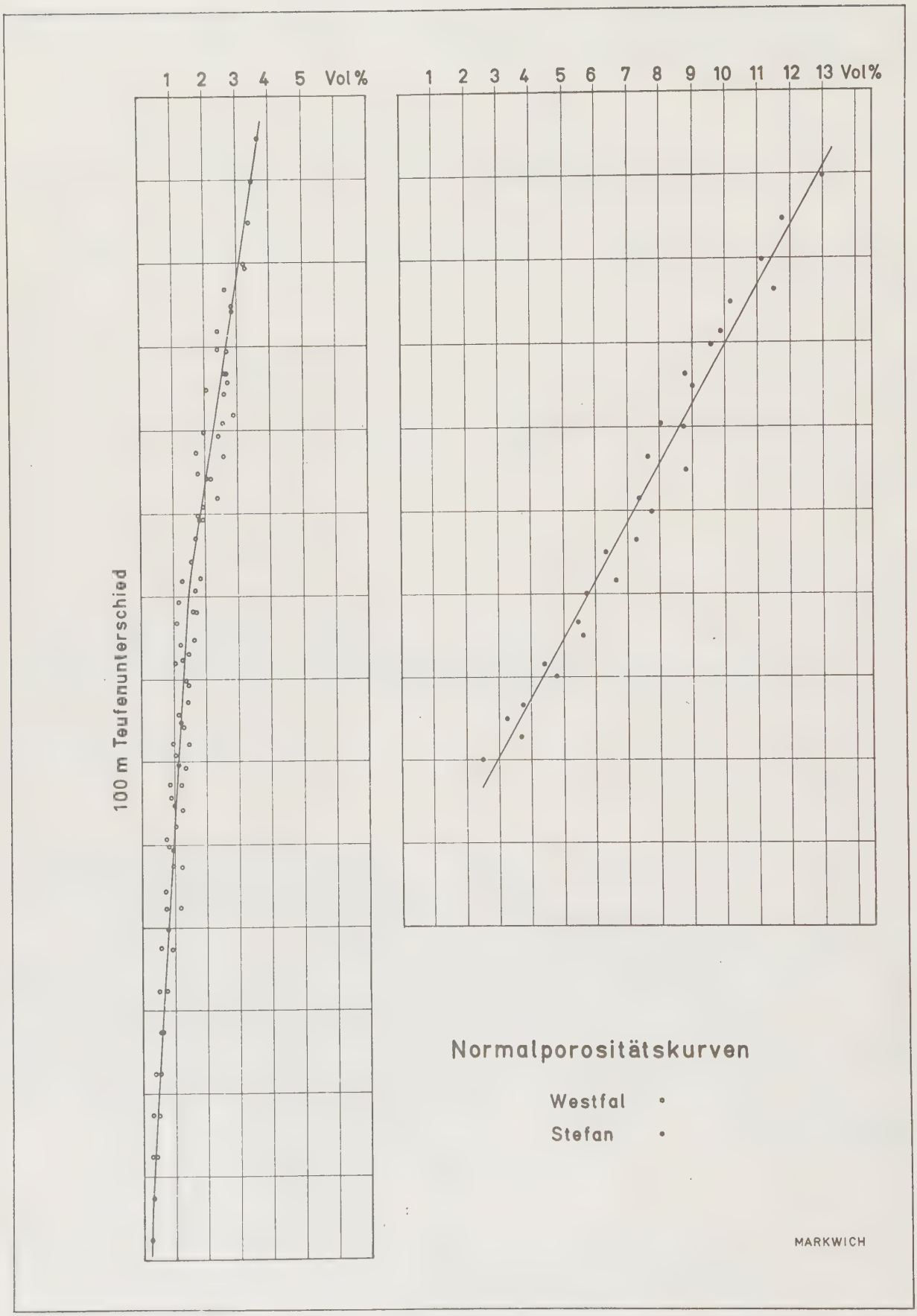


Abb. 17: Normalporositätskurve für das Westfal (links) und Stefan (rechts)

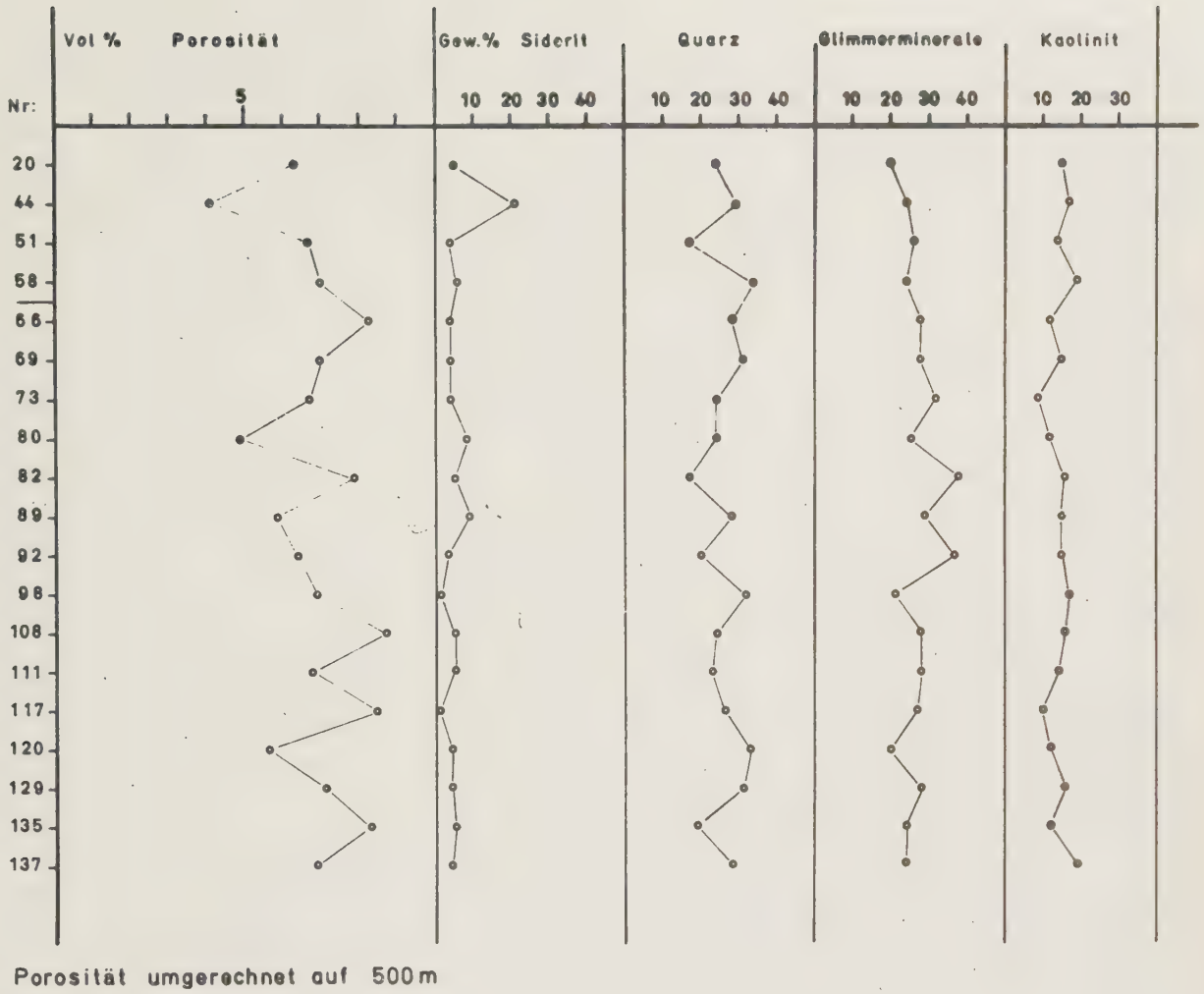
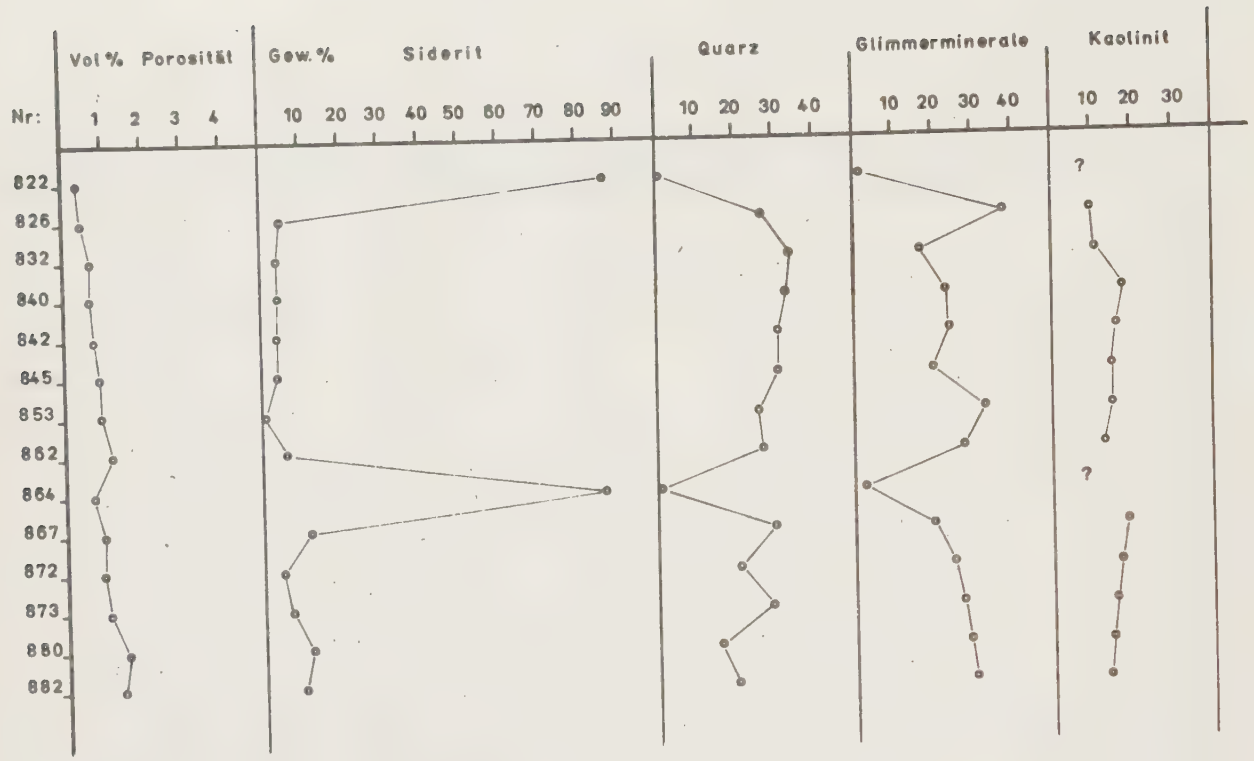


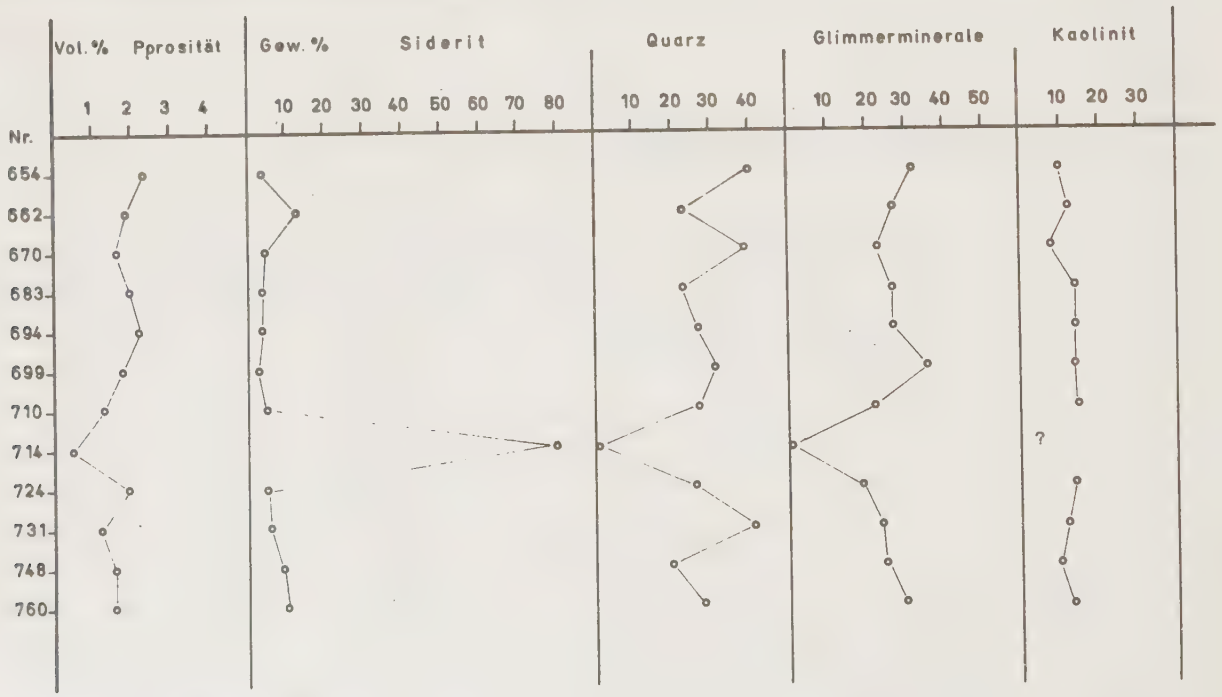
Abb. 18: Porosität in Abhängigkeit von den Hauptmineralkomponenten



Porosität umgerechnet auf 1000 m

Bohrung NEUMÜNSTER

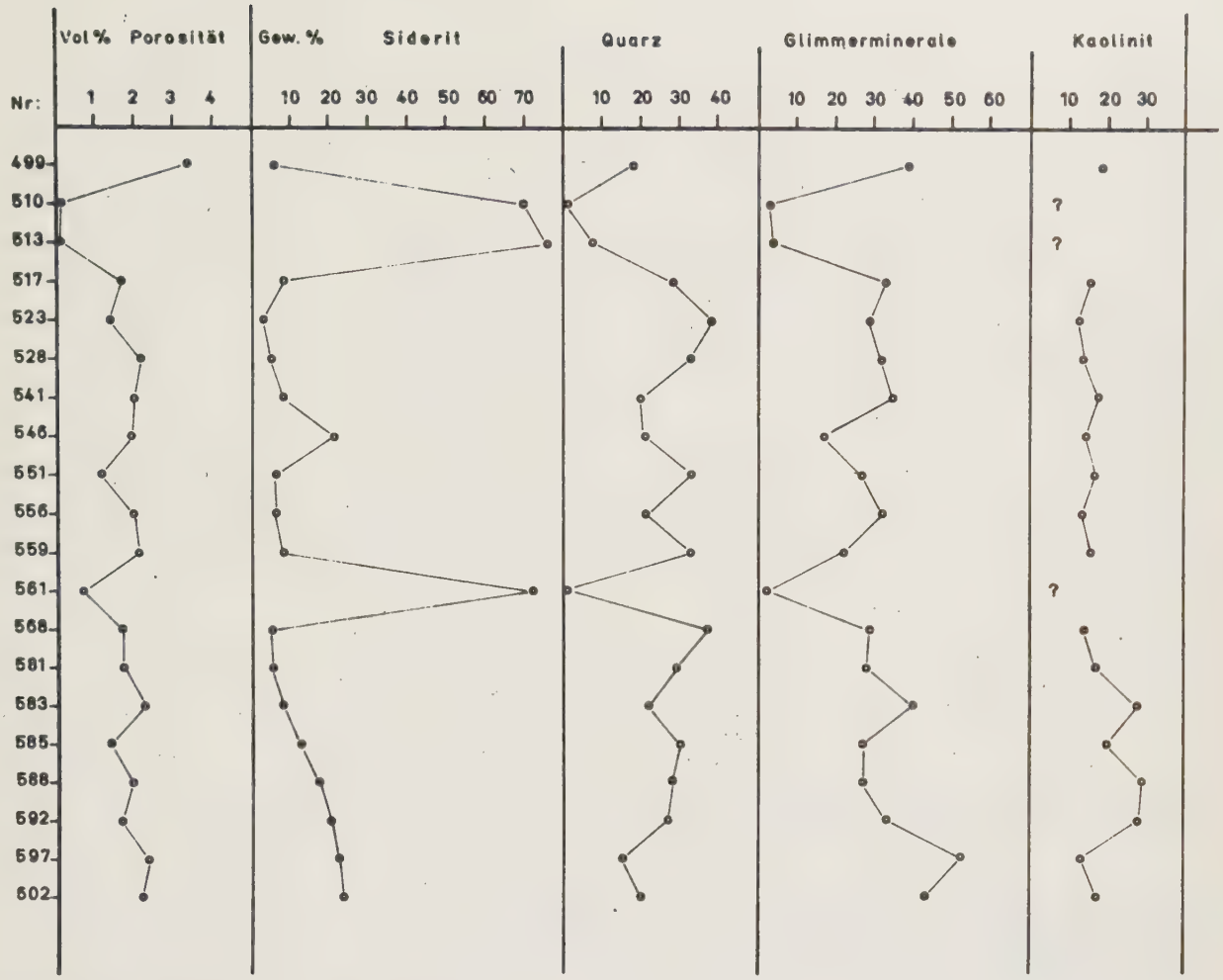
Abb. 19: Porosität in Abhängigkeit von den Hauptmineralkomponenten



Porosität umgerechnet auf 500 m

Bohrung WALDBACH

Abb. 20: Porosität in Abhängigkeit von den Hauptmineralkomponenten



Porosität umgerechnet auf 500 m

Bohrung SAARBRÜCKEN NORD

Abb. 21: Porosität in Abhängigkeit von den Hauptmineralkomponenten

Bohrung	Anzahl der untersuchten siltigen Tonsteine	davon liegen deutlich: unter der Mittelwertkurve	über der Mittelwertkurve
Berus	21	11	10
Picard	25	14	10
Neuforweiler	27	11	9
Krughütte 4	10	8	2
Krughütte 2	26	12	9
Krughütte 3	10	6	2
Saarbrücken W 1	18	11	5
Weierbachtal	34	13	2
Saarbrücken N	26	13	5
Teufelspforte	15	11	3
Waldbach	15	9	2
Weilerbacht	13	10	3
Neumünster	47	20	10
Kerbach	26	15	9

Tabelle 12 Die Lage der Porositäten von siltigen Tonsteinen zur gemittelten Porositätskurve.

Die Ursache dafür, daß die siltigen Tonsteine durchschnittlich geringere Porositäten haben als die feinkörnigen, ist in der Mikrotextur zu suchen. Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen, daß der Quarzgehalt nie so groß wird, daß Kornkontakte zahlreich werden. Meistens schwimmen die Körner in der feinen Grundmasse und ein brückenbildender Effekt kann nicht entstehen. Die Porosität hat die Grundmasse. Je mehr Quarzkörner in ihr liegen, desto mehr Raum geht für die porositätstragende Grundmasse verloren. Erst wenn Kornkontakte häufig werden, ist bei einem zunehmendem Quarzgehalt auch mit einer zunehmenden Porosität zu rechnen. Solche Sedimente wurden aber nicht untersucht.

Der Einfluß der Glimmerminerale ist nur in seiner Tendenz zu erkennen. Die Diagramme deuten an, daß erhöhter Glimmermineralgehalt auch eine Erhöhung der Porosität zur Folge hat. Am deutlichsten kommt dieses bei den Proben aus dem Stefan (Berus/Picard) zum Ausdruck. Eine sperrige Lagerung der Glimmerbehälter, die ja auch stärker im Stefan zu beobachten ist, mag eine Erklärung für diesen Zusammenhang geben.

Es soll noch einmal auf die Probe 333 (Krughütte 2, 1124,5 m) hingewiesen werden. In einer Teufenlage, die eine Porosität von <1 Vol % erwarten läßt, zeigt diese Probe eine Porosität von etwas über 5 Vol %. Die röntgenographische und die DT-Untersuchung deuten auf montmorillonitisches Mineral. Sicherlich ist dadurch die hohe Porosität zu erklären (s. Tafel 5).

Der Kaolinitgehalt schwankt so wenig, daß ein Zusammenhang zwischen Poro-

sität und Kaolinitgehalt nicht zum Ausdruck kommen kann.

3. 2. 4 Ergebnisse der Permeabilitätsmessung

3. 2. 4. 1 Horizontale und vertikale Permeabilität

Die gemessenen Luftpermeabilitäten sind sehr gering. Die Diagramme in den Tafeln 2/3/4/5/8/9/11/13 zeigen Werte, die zwischen 10^{-3} md und 1 md schwanken. Am häufigsten sind die Werte zwischen 10^{-2} - 10^{-1} md. Die Messungen wurden bei 1 atm vorgenommen. Man muß noch mit einer beträchtlichen Verminderung rechnen, wenn man die Werte nach KLINKENBERG korrigiert. Bei Betrachtungen unter Lagerstättenbedingungen ist die KLINKENBERG-Korrektur notwendig. In den Abbaugebieten wurden Gasdrücke bis zu 50 atm gemessen. Unter diesen Bedingungen sind die permeabilitätserhöhenden Diffusionsvorgänge weitgehend unterbunden.

Auf Grund der schichtparallelen Textur der Sedimente ist im allgemeinen für die horizontale Permeabilität ein höherer Wert zu erwarten als für die vertikale. Die Abbildungen 22 und 23 sollen das Verhältnis horizontale/vertikale Permeabilität veranschaulichen.

Abb. 22 zeigt das Verhalten der Stefanproben aus den Bohrungen Berus und Picard. Die Mehrzahl der Punkte liegt unter der 1 : 1 Linie, wenn auch kein deutliches Überwiegen der horizontalen Permeabilität sichtbar wird.

In Abb. 23, der Westfalproben aus der Bohrung Saarbrücken N zu Grunde liegen, ist eine recht deutliche Häufung unter der 1 : 1 Linie zu sehen.
Im Westfal kommt das Überwiegen der horizontalen gegenüber der vertikalen Permeabilität sehr deutlich, im Stefan dagegen weniger deutlich zum Ausdruck. Der Erklärung für dieses Verhalten muß wieder in der Mikrostruktur gesucht werden. Die schichtparallele Einregelung, insbesonders der blättchenartigen Minerale, ist durch die stärkere Setzung im Westfal weiter fortgeschritten als im Stefan.
Dadurch haben die Tonsteine des Westfals häufiger eine höhere horizontale Permeabilität als die stefanischen Tonsteine.

Die Tabelle 13 zeigt die Permeabilitätsverhältnisse in den untersuchten Bohrungen an: s. S. 68

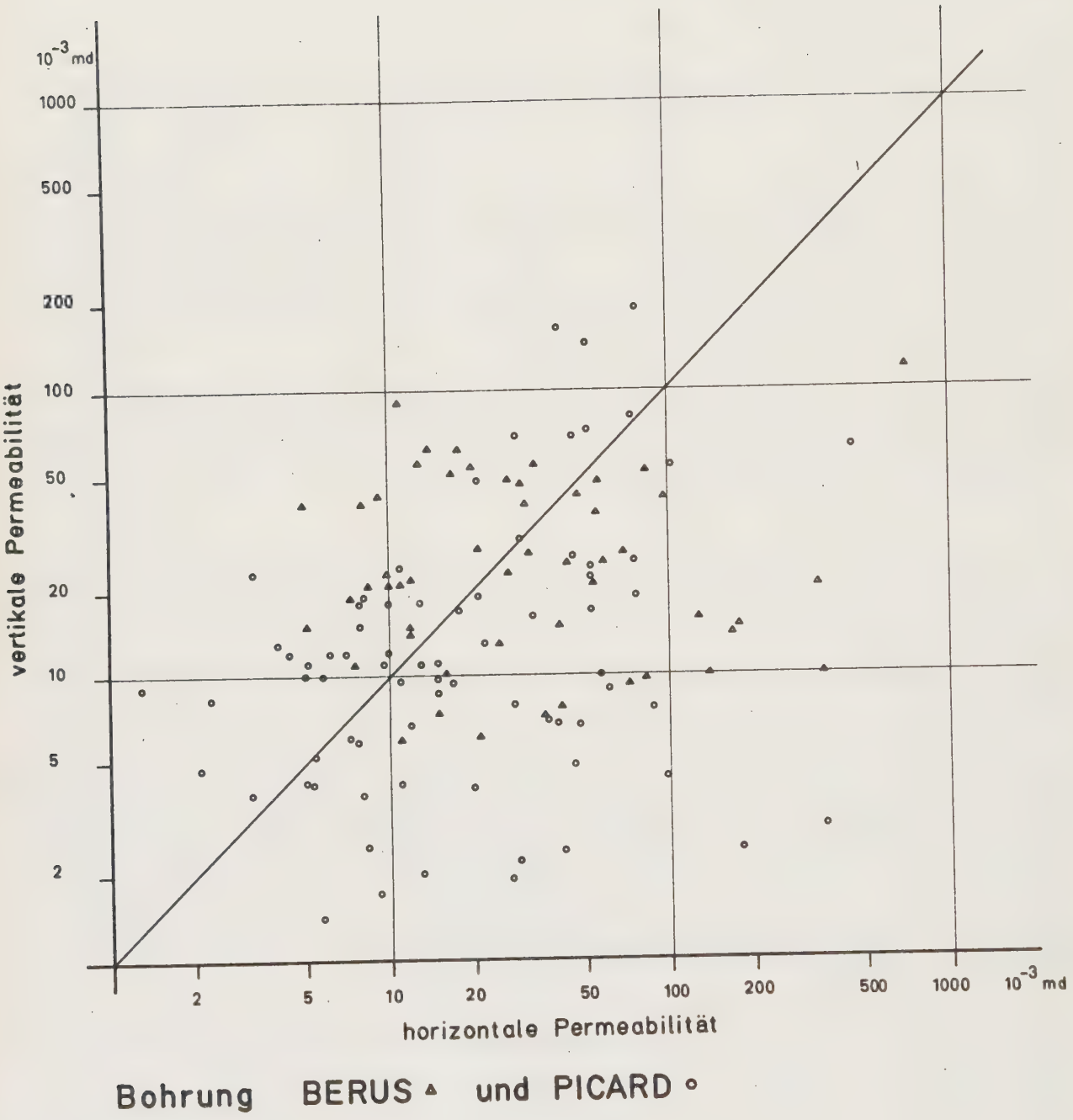


Abb. 22: Die Permeabilitätsverhältnisse bei Stefanproben

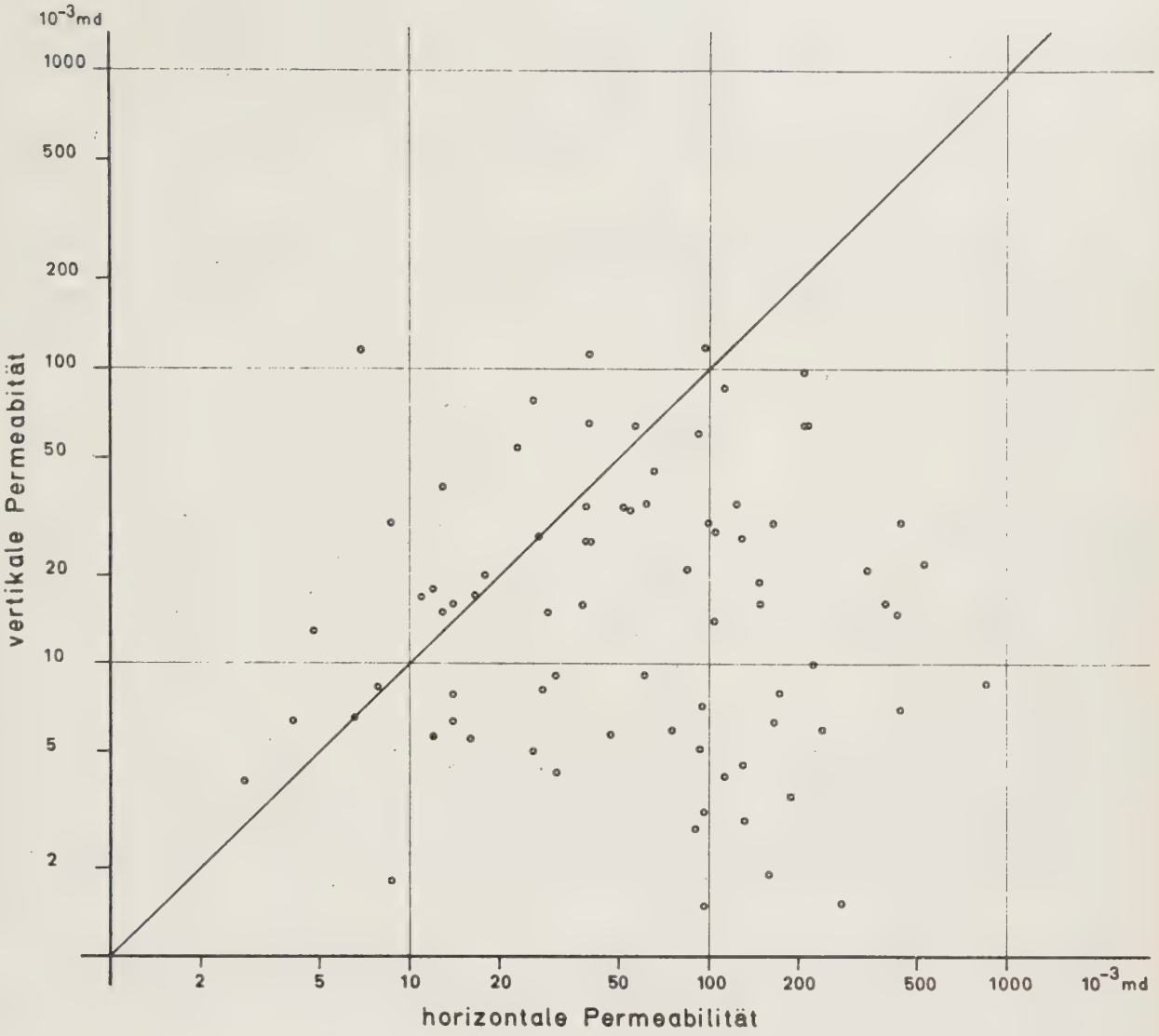


Abb. 23: Die Permeabilitätsverhältnisse bei Westfalproben

Bohrung	Proben mit höherer horizontalen Permeabilität	Proben mit höherer vertikalen Permeabilität	Quotient
Berus	46	27	1,7
Picard	23	18	1,28
Neuforweiler (ohne Stefan)	36	12	3,0
Krughütte 4	25	13	1,93
Krughütte 2	26	17	1,56
Krughütte 3	25	1	25,0
Saarbrücken W 1	36	11	3,28
Weierbachtal	34	8	4,25
Saarbrücken N	57	15	3,8
Teufelspforte	22	11	2,0
Waldbach	43	22	1,95
Weilerbach	16	3	5,35
Neumünster (ohne Stefan)	44	13	3,4
Kerbach	58	13	4,45

Tabelle 13 Die Verhältnisse der Permeabilitäten in den untersuchten Bohrungen

Für das Stefan ergibt sich aus den Bohrungen Berus und Picard ein Verhältnis horizontale/vertikale Permeabilität von 69 : 45 = 1,57. Für das Westfal ergibt sich aus 12 Bohrungen ein Quotient von 422 : 139 = 3,02.

3.2.4.2 Die Abhängigkeit der Permeabilität von der Porosität

Die theoretischen Beziehungen zwischen Porosität und Permeabilität sind recht kompliziert. Der einfache Porositätswert in Vol % läßt kaum einen Schluß auf die Permeabilität zu. So braucht eine Erhöhung der Porosität nicht eine Erhöhung der Permeabilität zur Folge haben. Die räumliche Gestaltung des Porenraumes ist es, die für die Fließvorgänge von Bedeutung ist.

Die beiden Diagramme in den Abb. 24 und 25 sollen lediglich einer Beschreibung der Abhängigkeit der Permeabilität von der Porosität dienen. Im Stefan (Abb. 24) ist kaum eine Beziehung zwischen diesen beiden Größen zu erkennen. Auch

liegen die horizontal und vertikal Werte ziemlich durcheinander. Man sieht lediglich, daß hohe Permeabilitäten nur von horizontalen Proben erreicht werden. Im Westfal der Bohrung Saarbrücken N (Abb. 25) ist dagegen trotz einer großen Streuung die Tendenz zu erkennen, daß mit zunehmender Porosität sowohl die horizontalen als auch die vertikalen Permeabilitäten ansteigen. Dabei ist zu erkennen, daß die horizontal Permeabilitäten im allgemeinen höher liegen.

Da keine klaren Beziehungen zwischen der Porosität und der Permeabilität zu erkennen sind, muß man für den Porenraum einen recht komplizierten Bau annehmen. Besonders gilt dieses für die meist feinkörnigeren stefanischen Tonsteine.

3. 2. 5 Ergebnisse der Kapillardruckmessungen (mit Werten für die innere Oberfläche)

Um die Beschaffenheit des Porenraumes besser beschreiben zu können, wurden an 25 Proben Kapillardruckmessungen vorgenommen. Durch ein Zerreißen der Probe während des Versuches entstanden nur 14 brauchbare Kurven von Sedimenten aus dem Westfal. Für Stefanproben konnten keine Kurven erhalten werden.

Bei einer langsamen Druckerhöhung von 1 atm aufwärts dringt das Quecksilber nicht sofort in den Porenraum. Es muß zuerst ein Schwellendruck überwunden werden. Der Schwellendruck wurde experimentell für die Verdrängung von Tetrachlorkohlenstoff durch Luft gefunden und dann auf den Schwellendruck für eine Verdrängung von Luft durch Quecksilber umgerechnet ($P_{(Luft/Hg)} = P_{(CCl_4/Luft)} \times 12,1$).

Für die in Abb. 26 und 27. gezeichneten Kurven sind die Schwellendrücke folgende:

Bohrung	Teufe m	Porosität Vol %	Schwellendruck CCl_4/Luft Kg/cm^2	Schwellendruck Luft/Hg Kg/cm^2
Saarbrücken	175	2,67	1,80	21,8
Nord	310	2,40	0,75	9,0
	380	2,26	0,55	6,6
	814	1,08	1,80	21,8
Waldbach	41	3,82	1,60	19,4
	290	2,62	3,20	38,7
Weilerbachtal	116	2,74	0,90	10,9
	320,5	0,88	1,20	14,2

Tabelle 14 Tabelle der Schwellendrücke

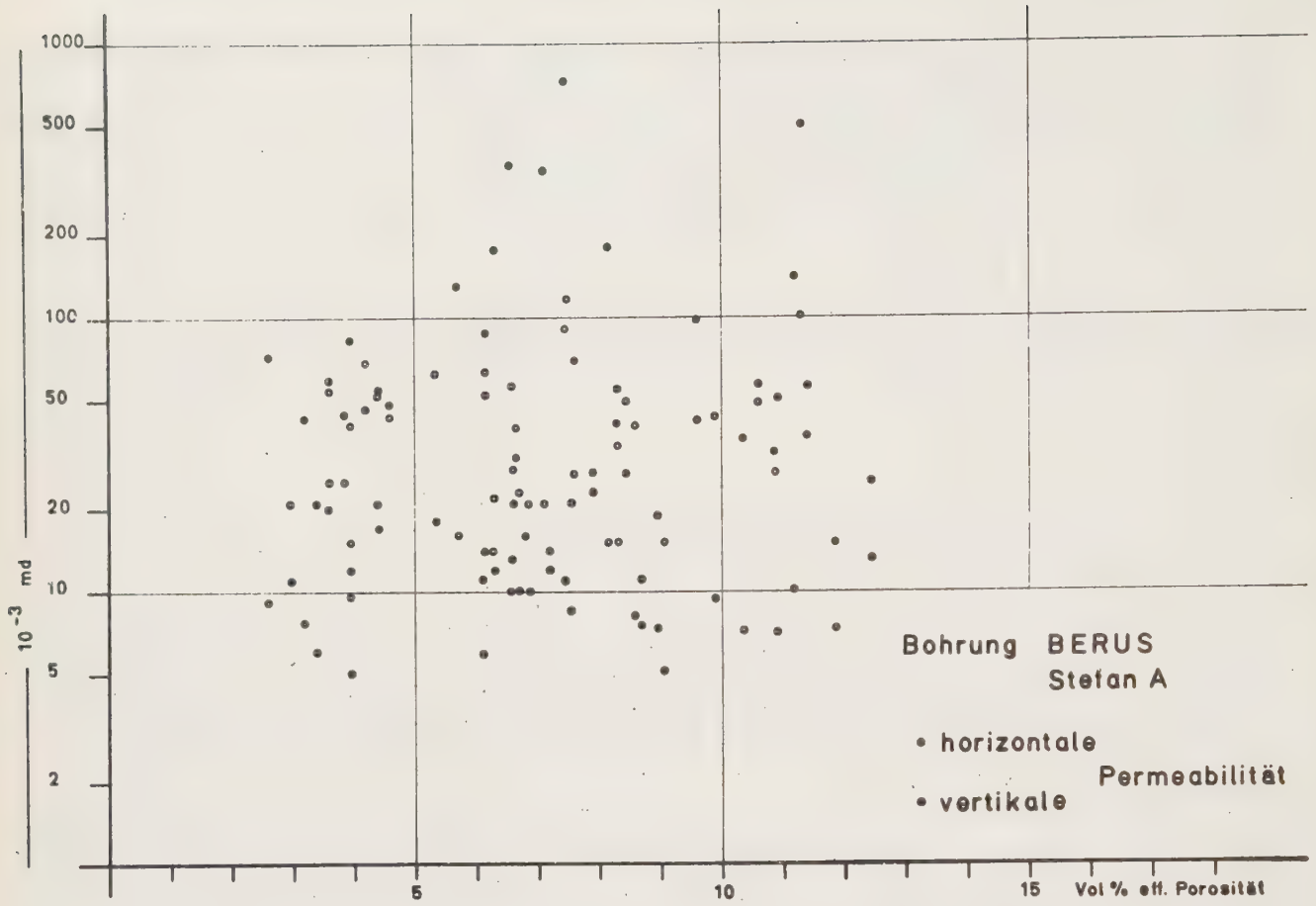


Abb. 24: Beziehungen zwischen Porosität und Permeabilität im Stefan

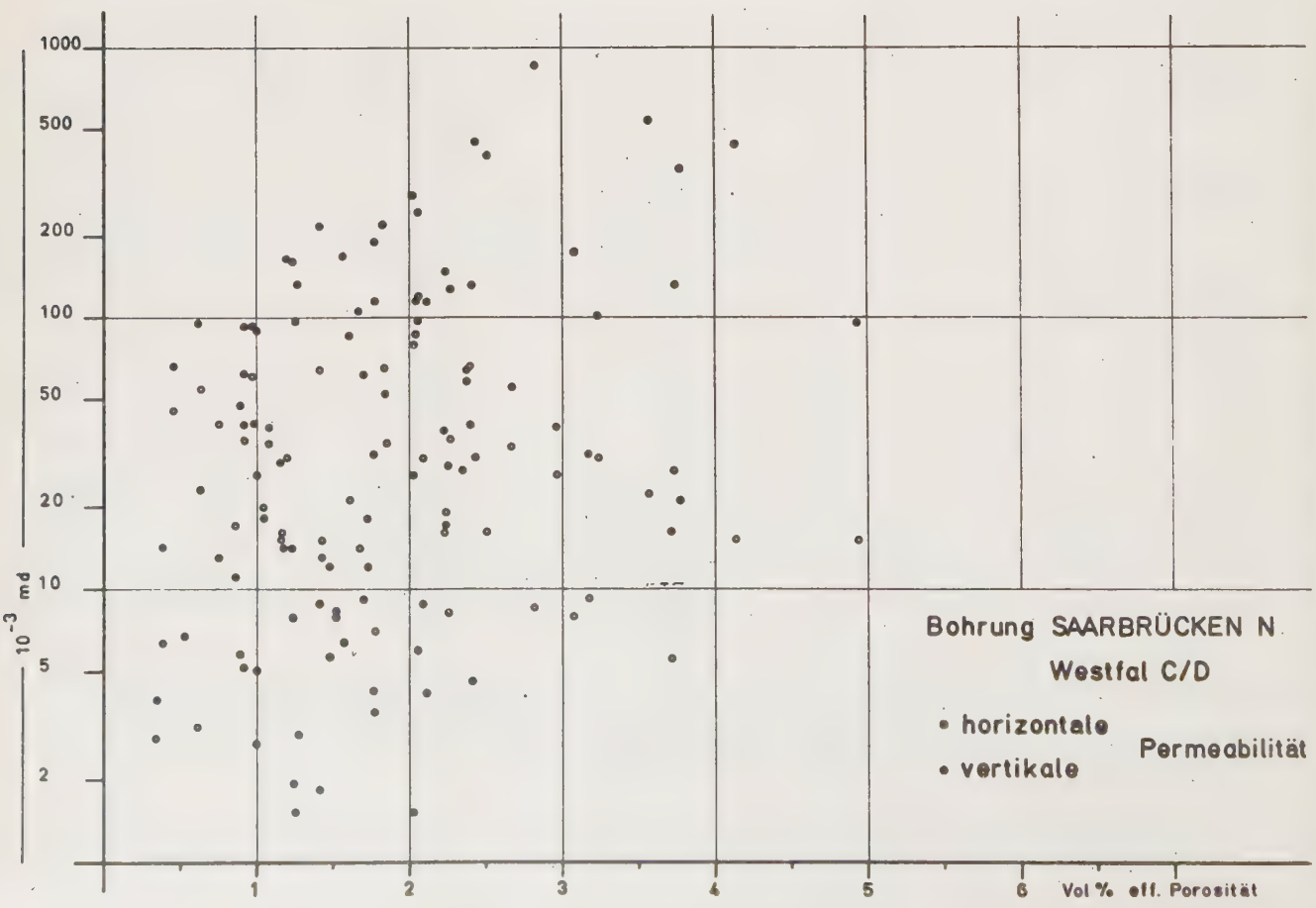
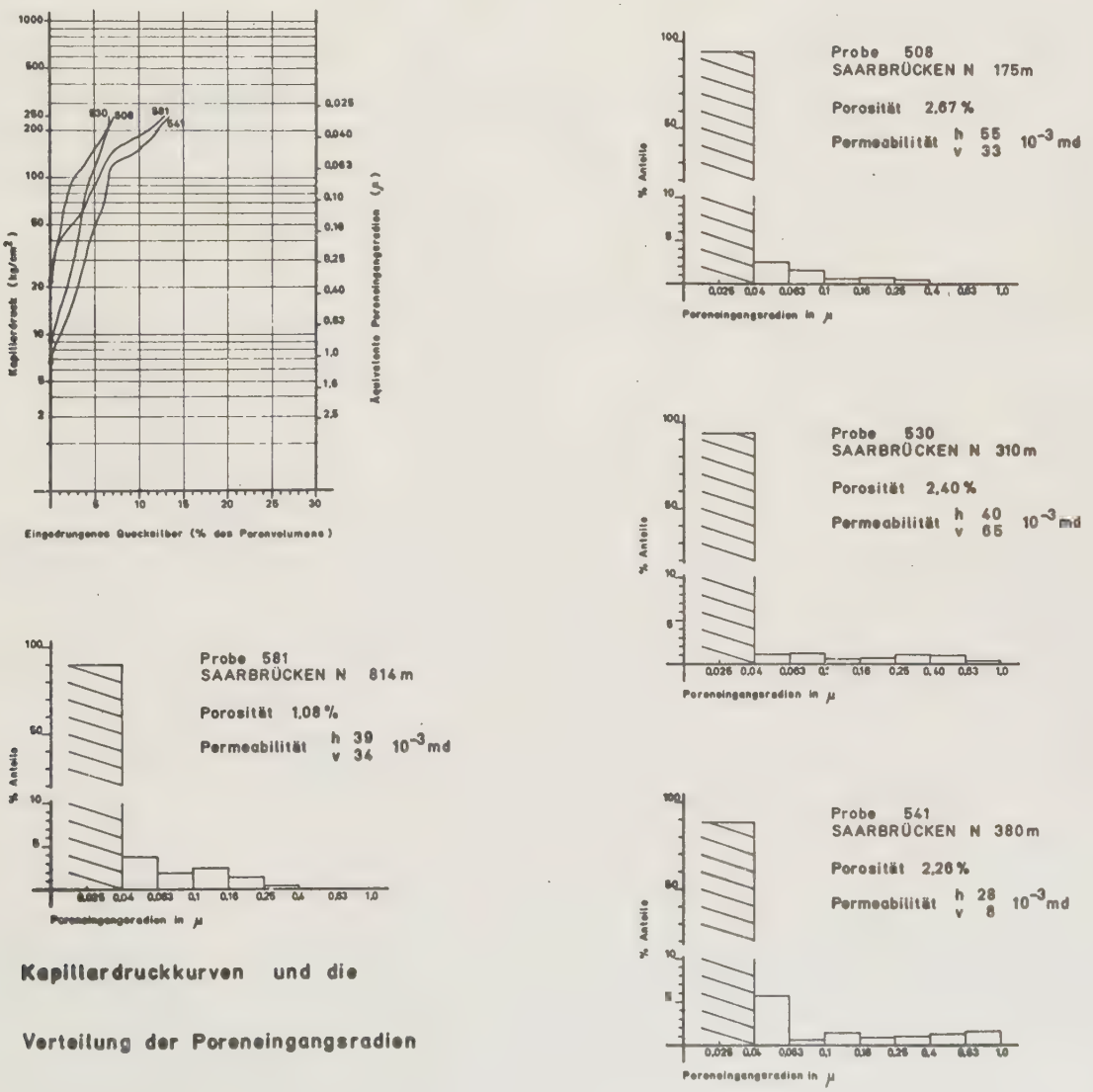


Abb. 25: Beziehungen zwischen Porosität und Permeabilität im Westfal

Bei den Kapillardruckkurven ist auf der Abszisse der Prozentanteil vom Gesamtporenraum aufgetragen, der von Quecksilber erfüllt ist. Die Doppelordinate zeigt einmal den angelegten Druck in kg/cm^2 und zum anderen die äquivalenten Poreneingangsradien in mikron an. Die Kurven zeigen also an, wieviel Vol % des Porenraumes bei einem bestimmten Druck von Quecksilber erfüllt ist und durch welche Poreneingangsradien das Quecksilber eingedrungen ist. Bei einer Erhöhung des Druckes wird der Porenraum immermehr von Quecksilber erfüllt, da Poren mit immer kleineren Eingangsradien zugänglich werden.

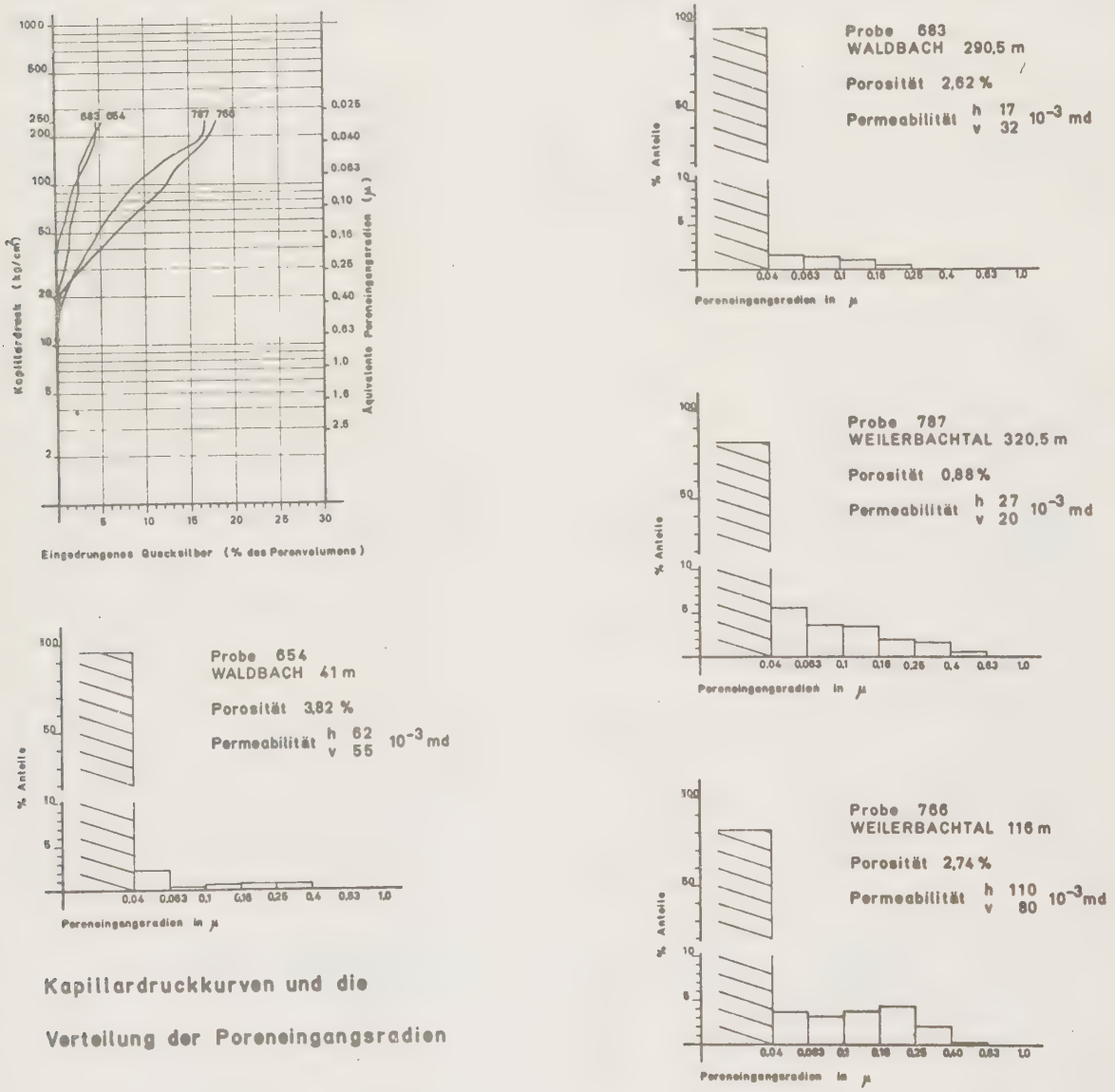
Obwohl die Untersuchungen mit einem Druck bis zu 250 kg/cm^2 gefahren wurden, konnte nur eine maximale Porenfüllung von 18 % erreicht werden. Da die Fehlerrechnung zeigt, daß gerade die unteren Sättigungsbereiche mit erheblichen Fehlern belegt sein können, wurde auf eine Untersuchung der Beziehungen zwischen Porosität, Permeabilität und Kapillardruckkurve verzichtet.



Kapillardruckkurven und die Verteilung der Poreneingangsradien

Abb. 26: Kapillardruckkurven und die Verteilung der Poreneingangsradien

Die aus den Kapillardruckkurven berechnete prozentuale Verteilung der Poreneingangsradien (s. Abb. 26 und 27) zeigt, daß der Anteil der Poren mit einem Eingangsradius $< 0,04$ mikron um 90 % liegt. Der Rest verteilt sich auf Poren mit Eingangsradien zwischen 0,04 - 1 mikron. Poreneingänge mit einem Radius > 1 mikron wurden nicht gefunden.



Kapillardruckkurven und die Verteilung der Poreneingangsradien

Abb. 27: Kapillardruckkurven und die Verteilung der Poreneingangsradien

Das untersuchte Probenmaterial ist also extrem feinporig. Nach RIECKMANN (1963) muß in Tonsteinen mit Poreneingangsradien gerechnet werden, die bis in die Schichtgitterabstände der Tonminerale reichen. Auf Grund dieser Feinporigkeit werden die niedrigen Permeabilitäten, die selbst im Stefan bei Porositäten um 10 Vol % bei $< 10^{-2}$ md liegen, verständlich.

An 5 Proben aus der Bohrung Teufelspforte wurde eine Messung der inneren Oberfläche vorgenommen. Die Tabelle 15 zeigt die Ergebnisse:

Teufe (m)	Tonstein	spezifische innere Oberfläche m^2/g	Porosität Vol %
353,5	feinkörnig	8,2	2,12
752	siltig	4,3	1,31
861	feinkörnig	10,7	0,97
886	siltig	6,4	0,33
930	feinkörnig	8,6	0,37

Tabelle 15 Die spezifische innere Oberfläche von 5 Tonsteinen

Man sieht, daß erhöhter Quarzgehalt eine Verringerung der inneren Oberfläche zur Folge hat.

3.2.6 Zur Bildungsgeschichte der untersuchten Sedimente aus petrophysikalischer Sicht

3.2.6.1 Allgemeines

Die primäre Porosität von Tonsedimenten ist sehr viel höher als die von Sanden. Bei einem neu gebildeten Tonsediment muß man mit Porositäten von über 80 Vol % rechnen. Die Reduktion des Porenraumes kann auf mechanischem oder auf chemischem Wege erfolgen. Bei den feinklastischen Sedimenten kommt der mechanischen Reduktion wesentlich mehr Bedeutung zu als der chemischen. Bei sandigen Sedimenten gewinnt die chemische Porenraumreduktion an Bedeutung. Auf Grund der höheren Permeabilität ist eine Zementierung infolge einer Auskristallisation aus Lösung im größeren Umfang möglich.

ATHY (1930) gibt an, daß bei den tonigen Sedimenten über 9/10 der Porenraumreduktion durch mechanische Kräfte bewirkt wird. Die hohe Primärporosität bei Tonen erklärt v. ENGELHARDT (1960) dadurch, daß die blättchenförmigen Tonmineralpartikel sich bei der Sedimentation nicht parallel zur Schichtung einregeln lassen. Auf Grund der großen Oberfläche der Tonmineralpartikel sind Kräfte, die von der Oberfläche ausgehen, von größerem Einfluß als die volumenbedingte Gravitationskraft. Dadurch werden die Teilchen in sehr lockeren Gerüststrukturen sedimentiert, wobei die Porosität über 80 Vol % betragen kann. Die zwischen den Teilchen wirksam werdenden Oberflächenkräfte hängen von der Art der Porenlösung ab. Polare Moleküle und Ionen können die zwischen den Teilchenoberflächen wirkenden Haftkräfte zum Teil

absättigen. So schließt v. ENGELHARDT (1960), daß die primäre Porosität von Süßwassertonen unter sonst gleichen Bedingungen höher sein wird, als die mariner Tonsedimente.

Die mechanische Reduktion der primären Porosität geschieht durch Kompaktion. Die Kompaktion wird oft als mechanische Diagenese bezeichnet. Sie erfolgt durch die Druckerhöhung, die das Gestein infolge zunehmender Sedimentauflast bei der Absenkung in tiefere Teufen erfährt. Die Kompaktion geschieht hauptsächlich durch fortschreitenden Wasserabgabe, wobei sich ein nach oben gerichteter Kompaktionsstrom ausbildet. Bei den sandigen Sedimenten ist die Intensität der Kompaktion durch die verschiedenen Arten von Kornkontakten gekennzeichnet (TAYLOR, 1950, v. ENGELHARDT 1960). Bei den tonigen Sedimenten ist die Einregelung der blättchenartigen Partikel ein Maßstab für die Intensität der Kompaktion (s. S. 15).

In der Literatur wird immer wieder darauf hingewiesen, daß die Kompaktion von Tonsteinen eine logarithmische Funktion von der Versenkungsteufe ist (HEDEBERG, 1939, ATHY, 1930 u. a.). Dieser Zusammenhang wurde experimentell gefunden. Es ist verständlich, daß eine anfänglich rasche Porenraumreduktion bzw. starke Kompaktion mit zunehmender Versenkung immer langsamer wird. Je mehr sich die Teilchen aneinanderfügen, desto mehr Reibungswiderstand entsteht, der von dem Überlagerungsdruck überwunden werden muß. Die Parameter, die die Kompaktion beeinflussen, sind vielfältig. v. ENGELHARDT (1960) gibt an: Korngrößenverteilung, Mineralgehalt, Zusammensetzung der Porenlösung, Zeitdauer der Verdichtung und sekundäre Mineralbildung im Porenraum. Generell kann man sagen, daß die Kompaktionsrate bestimmt wird durch die Fließgeschwindigkeit der ausgepreßten Porenlösung. Es gibt jedoch keine allgemeingültige Beziehung zwischen der Versenkungstiefe und der Kompaktion. Die regionalen Unterschiede können nur empirisch erfaßt werden.

Von großer Bedeutung ist die Tatsache, daß die Kompaktion der Tongesteine ein irreversibler Vorgang ist. Das Gestein behält den Kompaktiongrad bei, den es bei der maximalen Versenkungsteufe erhalten hat. Bei späteren Anhebungen finden keine Veränderungen statt. Das Gefüge der Tongesteine wird somit plastisch deformiert.

3. 2. 6. 2 Porosität und maximale Versenkungsteufe

Bei den Tonsedimenten kann die Porosität als ein Maß für die Kompaktion angesehen werden, da die chemische Porenraumreduktion nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Um die Abhängigkeit der Kompaktion von der Teufe zu zeigen, wurden zunächst für alle untersuchten Bohrungen die maximalen Versenkungsteufen errechnet. Diese wurden von dem Saarkarbon im bzw. gegen Ende Unterrotliegend erreicht. Für die Errechnung der Sedimentmächtigkeiten des Oberkarbons wurden die in Abb. 28 gezeigten stratigraphisch-faziellen Diagramme im Streichen des Saarkarbons benutzt (aus KNEUPER, 1964). Die Mächtigkeiten in den von den Profillinien weiter entfernt liegenden Bohrungen wurden nach den vorliegenden geologischen Kenntnissen korrigiert. Es wurde immer die größt möglichste Überdeckung angenommen.

Berücksichtigt man die so erhaltenen Überlagerungsmächtigkeiten, die an der Wende Karbon/Perm vorlagen, dann erhält man bei einem Eintragen der einzelnen Porositätsmittelwertkurven in ein Teufen-Porositäts-Diagramm ein Bild, wie es Abb. 29 zeigt. (Die Abkürzungen für die Bohrungen sind in Abb. 3 erläutert). Die offenen Kreise stellen Werte aus der Auflockerungszone dar.

In der Abb. 29 fällt zweierlei auf. Man sieht einmal mehr das unterschiedliche Verhalten der Stefan- und Westfalsedimente. Die Kurven für das Stefan aus den Bohrungen Picard, Berus und Neuforweiler haben einen wesentlich flacheren Steigungsgrad als die Kurven für das Westfal. Zum anderen fällt die hohe Lage der Bohrungen Neumünster, Kerbach und Waldbach auf.

Diese Bohrungen haben für ihre Teufenlage eine zu geringe Porosität. Für diese Bohrungen muß man eine beträchtliche Unterrotliegendüberdeckung annehmen, damit sie sich in das allgemeine Bild einfügen.

In der Abb. 30 wurden die Kurven dieser drei Bohrungen soweit nach unten verschoben, bis sie sich den anderen Kurven anpaßten.

Der Verschiebungsbetrag gibt die maximale Unterrotliegendüberdeckung an. Im Raume Neumünster und Kerbach muß somit mit einer ehemaligen Unterrotliegendmächtigkeit bis zu 1300 m gerechnet werden. Bei der weiter im SW gelegenen Bohrung Waldbach muß immerhin noch eine maximale Unterrotliegendüberdeckung von 600 m angenommen werden. Die restlichen Bohrungen liegen so weit im SW, daß kaum oder nur geringe Korrekturen der maximalen Teufenlage auf Grund einer Unterrotliegendüberdeckung vorgenommen werden müssen. Das Unterrotliegend keilt im Saartrog von NE nach SW rasch aus.

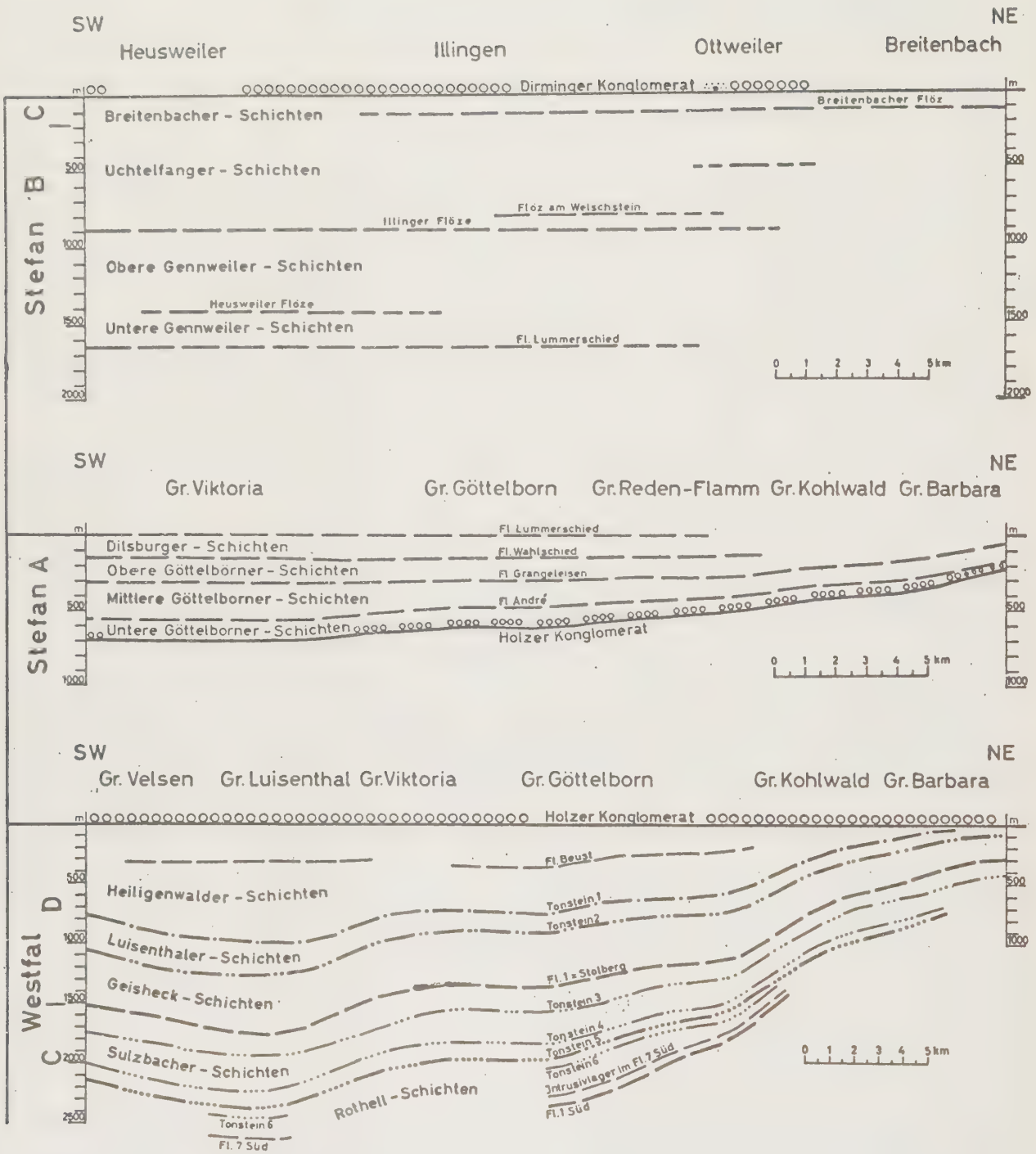
Die Bohrungen Weilerbach, Krughütte 2/3 und 4 liegen im Bereich des Hauptsattels (s. Abb. 2), wo schon während der Sedimentation des Unterrotliegend mit Hebungen gerechnet werden muß. Deshalb ist hier die Teufenlage am Ende Unterrotliegend etwas höher zu veranschlagen als an der Wende Karbon/Perm. Entsprechende Korrekturen wurden in der Abb. 30 vorgenommen.

So zeigt Abb. 30 nach Berücksichtigung der Unterrotliegendüberdeckung und einer Hebung im Sattelbereich die Teufenlagen der untersuchten Bohrungen am Ende des Unterrotliegend.

Aus den Abb. 29 und 30 ist deutlich ersichtlich, daß das Westfal und das Stefan einen unterschiedlichen mechanischen Diagenesegrad haben. Das Stefan hat einen geringeren Kompaktionsgrad und reagiert somit empfindlicher auf Teufenunterschiede.

3. 2. 6. 3 Dichte und maximale Versenkungsteufe

In den Diagrammen der Abbildungen 31 und 32 wurden die Mittelwertskurven der wahren und der scheinbaren Dichte für 9 Bohrungen entsprechend ihrer maximalen Versenkungsteufe eingetragen (Ende Unterrotliegend). Zur Darstellung der Beziehungen wurden die Bohrungen Berus, Picard, Neuforweiler, Saarbrücken N, Saarbrücken W 1, Krughütte 3, Waldbach, Neumünster und Kerbach herangehogen.



STRATIGRAPHISCH- FAZIELLE DIAGRAMME IM STREICHEN DES SAARKARBONS

benutzte Unterlagen: 1. Übertage-Kartierungen durch Studenten der Universitäten Berlin, Mainz, Tübingen, Würzburg, der T.H. Aachen und der BA Clausthal 2. Auswertung von Gebirgsschichtenaufnahmen der Markscheidereien durch Studenten der Universität Tübingen 3. SIVIARD-Atlas 4. Tektonische Karten verschiedener Markscheider-Kandidaten

UNIVERSITÄT TÜBINGEN
Geologisches Institut

SAARBERGWERKE AKTIENGESELLSCHAFT
Bergschule - Geologische Abteilung

1963

Abb. 28

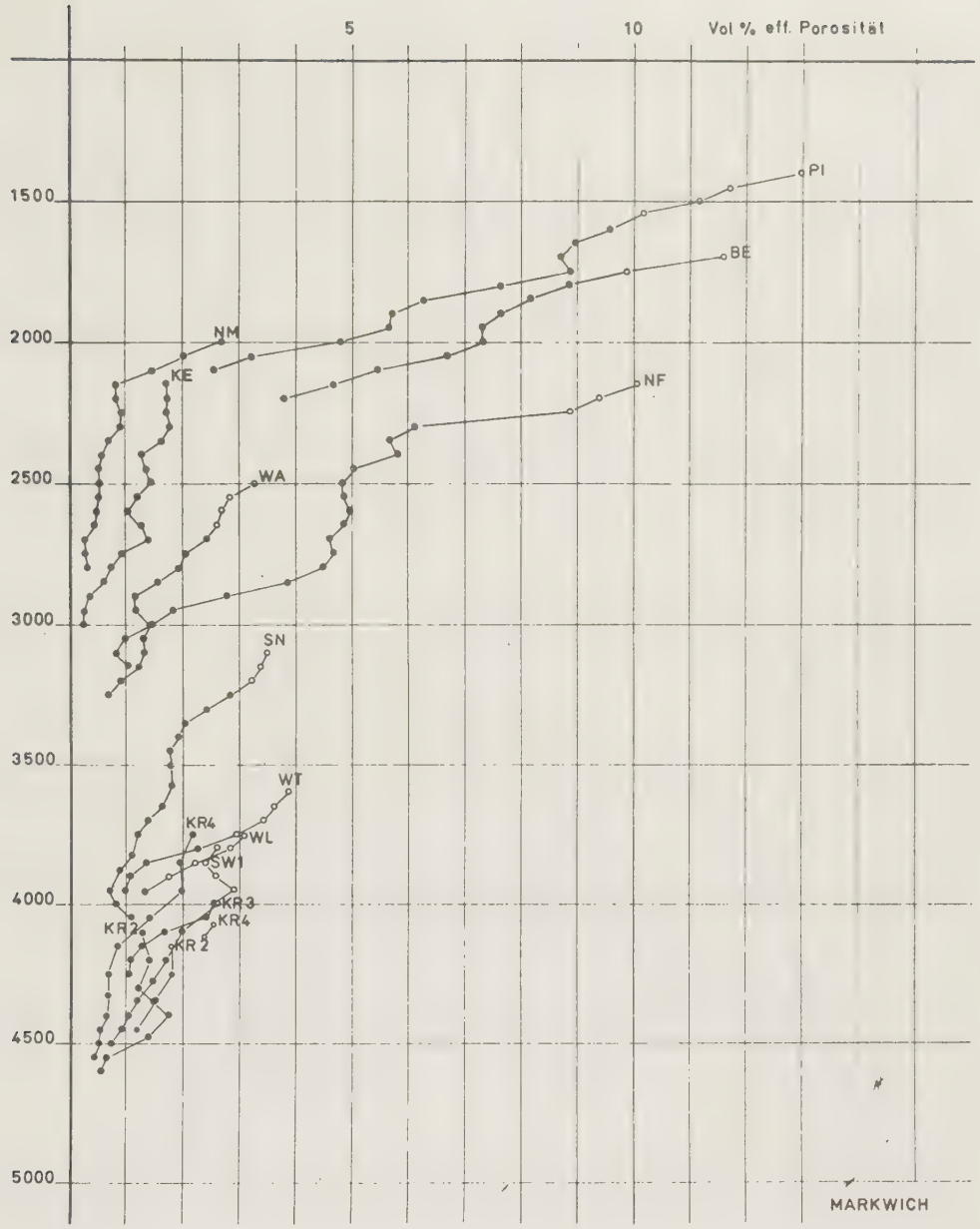


Abb. 29: Die Lage der Porositätsmittelwertkurven in einem Porositäts-Teufen-Diagramm an der Wende Karbon/Perm.

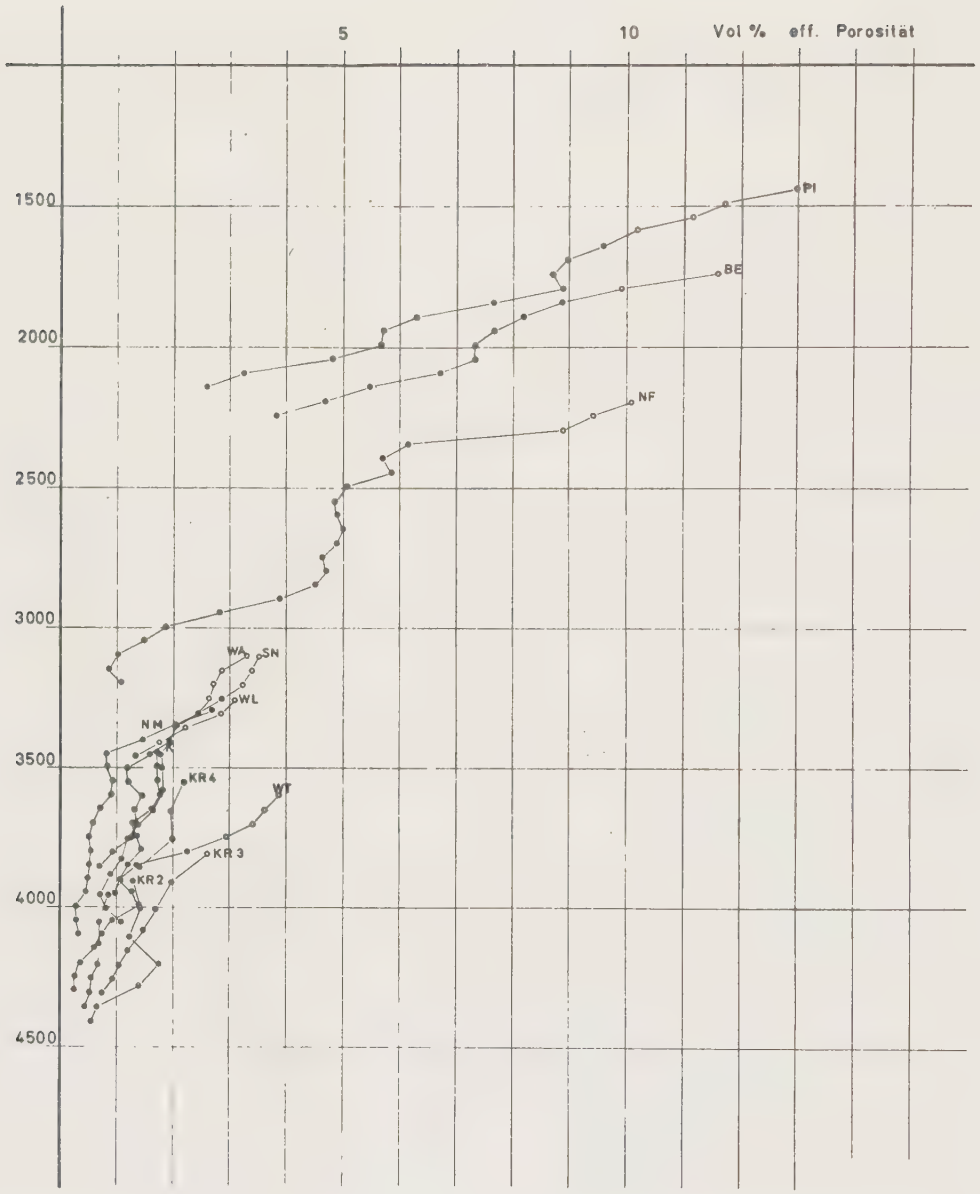


Abb. 30: Die Lage der Porositätsmittelkurven in einem Porositäts-Teufen-Diagramm am Ende des Unterrotliegenden.

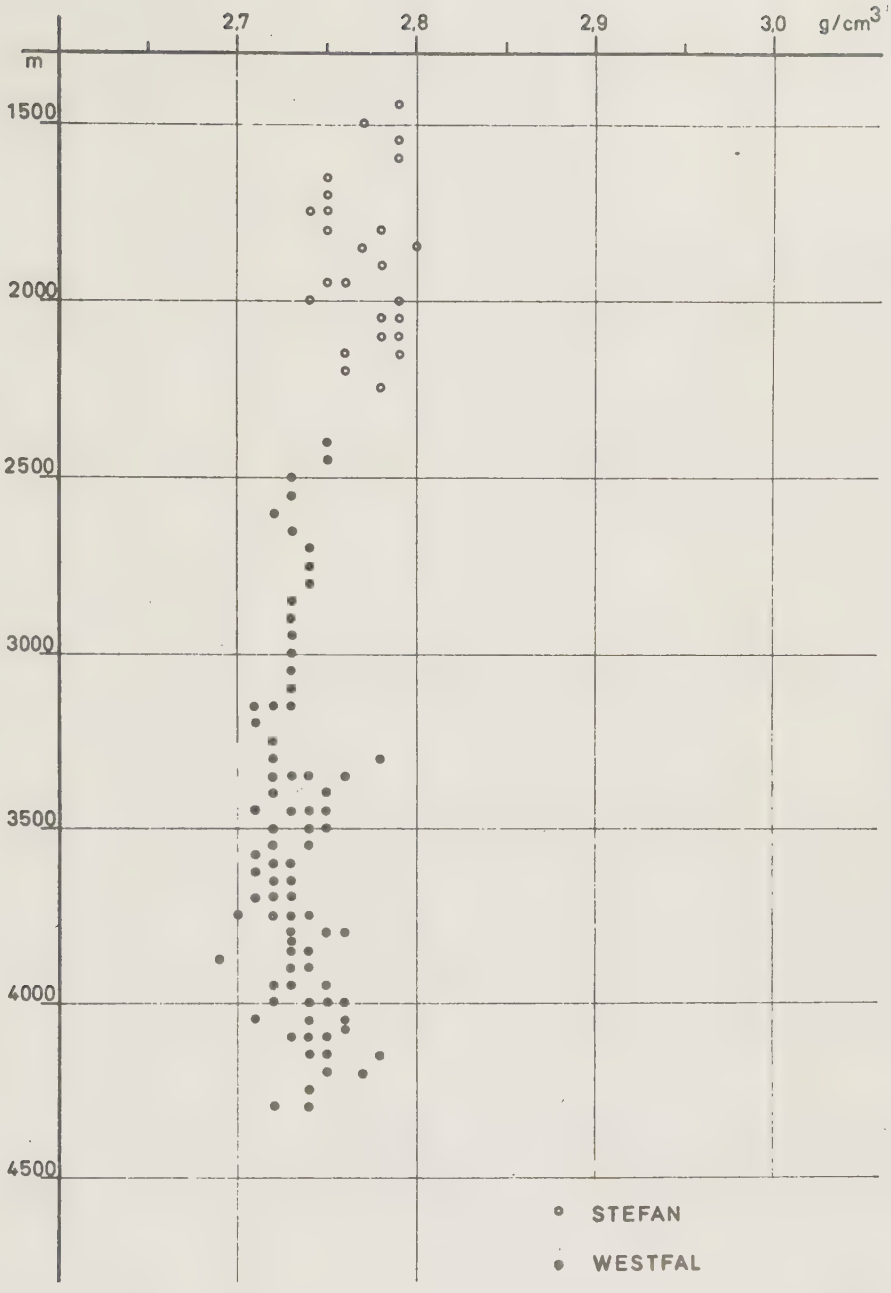


Abb. 31: Wahre Dichte und maximale Versenkungsteufe

In der Abb. 31 ist die wahre Dichte gegen die maximale Versenkungsteufe aufgetragen. Die Werte zeigen keine Teufenabhängigkeit und schwanken zwischen 1,7 und 2,8 g/cm^3. Toneisensteine wurden nicht berücksichtigt. In dem Diagramm spiegelt sich die Monotonität der mineralogischen Zusammensetzung wieder. Im Stefan besteht eine Tendenz zu höheren Werten. Das mag mit dem durchschnittlich geringeren Gehalt an organischer Substanz und einer teilweisen Pigmentierung mit Hämatit erklärt werden.

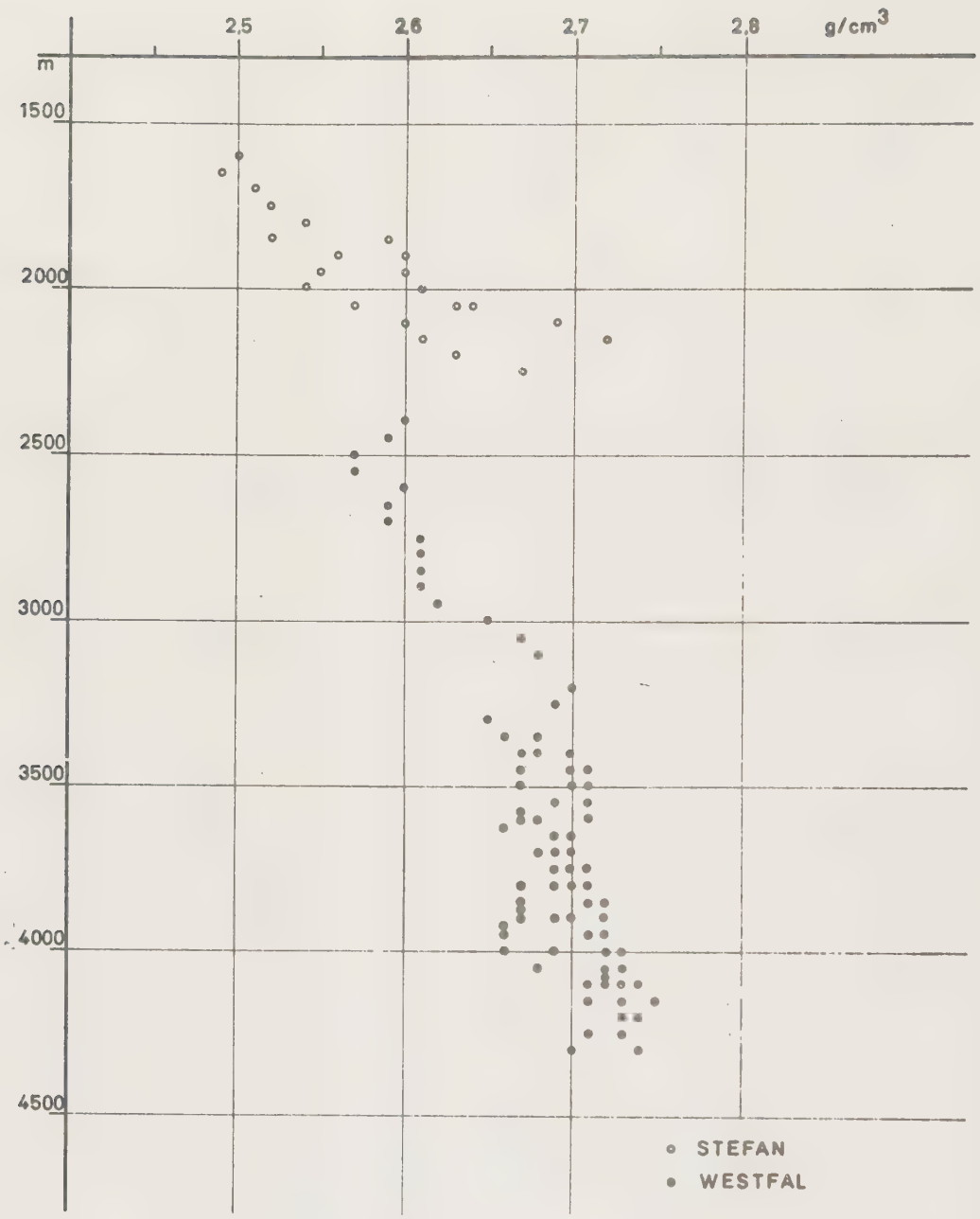


Abb. 32: Scheinbare Dichte und maximale Versenkungsteufe

In der Abb. 32 ist die Beziehung zwischen scheinbarer Dichte und maximaler Versenkungsteufe wiedergegeben. Werte aus der Auflockerungszone, d. h. heutige Teufe nicht tiefer als 300 m, wurden nicht eingetragen. Da die scheinbare Dichte proportional der Porosität ist, kann sie auch als ein Maß für die Kompaktion angesehen werden. Das Diagramm zeigt eine deutliche Teufenabhängigkeit. Mit zunehmender Teufe steigt der Wert der scheinbaren Dichte an. Auch hier kommt der unterschiedliche mechanische Diageneseverlauf im Westfal und im Stefan deutlich zum Ausdruck. Ein kontinuierlicher Übergang ist nicht gegeben.

3. 2. 6. 4 Porositätsverlauf und Tektonik

In den Bohrung Krughütte 4 und Krughütte 2 wurde die Zone der Hauptüberschiebung angefahren (s. Tafel 4 und 5). In der Größenordnung von mehreren 100 m liegt hier eine Schichtverdoppelung vor. In den Teufen-Porositäts-Diagrammen kommt dieses schwach zum Ausdruck.

Als Anzeichen dafür, daß die Kompaktion schon vor der Hauptüberschiebung fortgeschritten war, kann herangezogen werden, daß die Porositäten in den besagten Bereichen etwas schwächer als nach der Normalporositätskurve ansteigen. Da aber doch noch eine Abnahme der Porosität mit zunehmender Teufe das Kurvenbild bestimmt, kann angenommen werden, daß die Sedimente noch in dem nach der Überschiebung vorliegenden Schichtenverband eine Kompaktion erfahren haben. Die Kompaktion hat demnach vor der Hauptüberschiebung noch nicht einen der Teufe entsprechenden Wert erreicht. Die Kompaktion wird besonders bei den gering permeablen tonigen Sedimenten durch den Widerstand, der dem zur Oberfläche gerichteten Kompaktionsstrom entgegengebracht wird, verzögert.

DAMBERGER (1966) konnte auf Grund von Inkohlungsuntersuchungen nachweisen, daß die einengenden Bewegungen der Überschiebungen bereits während des noch andauernden Inkohlungsprozesses begannen. Ebenso zeigen die Teufen-Porositätskurven der Bohrungen Krughütte 4 und Krughütte 2, daß die Kompaktion teilweise vor und teilweise nach den Überschiebungsbewegungen stattfand. Es muß jedoch gesagt werden, daß für eine zeitliche Einteilung der verschiedenen tektonischen Bewegungen die Inkohlungsuntersuchungen ein besseres Hilfsmittel abgeben als der Porositätsverlauf in den feinklastischen Sedimenten. Der Prozeß der Kompaktion ist bei den vorliegenden extrem gering permeablen Sedimenten gegenüber dem Inkohlungsprozeß als träger einzuschätzen. Durch eine nach der Tektonik andauernde Kompaktion werden zunächst geschaffene Porositätssprünge weitgehend verwischt.

So zeigt auch die Teufen-Porositätskurve der Bohrung Saarbrücken N (Tafel 9), in der der Saarsprung angefahren wurde, bis auf petrographisch bedingte Abweichungen einen normalen Porositätsverlauf.

3. 2. 6. 5 Der Porositätssprung an der Grenze Westfal/Stefan

Mehrfach wurde auf den unterschiedlichen Diagenesegrad der Westfal- und Stefansedimente hingewiesen. So findet auch die Normalporositätskurve des Westfals nicht ihre kontinuierliche Fortsetzung im Stefan. In den Bohrungen Neuforweiler und Neumünster ist die Westfal/Stefan-Grenze aufgeschlossen. In der Bohrung Neuforweiler fällt der Porositätssprung mit der stratigraphischen Grenze zusammen. In der Bohrung Neumünster hingegen liegt der Porositätssprung deutlich unterhalb des Holzer Konglomerates (s. Tafel 3 und 13). Vielleicht ist diese Verschiebung des Porositätssprunges durch eine alte Auflockerungszone geschaffen worden.

An der Grenze Westfal/Stefan muß mit einer Sedimentationslücke gerechnet werden, die im SW des Sedimentationstroges überhaupt nicht oder nur schwach ausgebildet nach NE in ihrem zeitlichen Ausmaß rasch zunimmt. So steht den im lothringischen Raum bis zu 700 m mächtigen Falkenberger Schichten auf saarländischer Seite eine nach NE immer größer werdende Sedimentationslücke gegenüber. In der weit im NE gelegenen Bohrung Neumünster mag die Zeit des Sedimentationsstillstandes für die Bildung einer Auflockerungszone ausgereicht haben. Dadurch ließen sich die anormal hohen Porositäten im obersten Westfal der Bohrung Neumünster erklären.

In der Bohrung Neuforweiler (Tafel 3) fällt neben dem Porositätssprung an der Grenze Westfal/Stefan noch ein zweiter Sprung etwa 550 m unterhalb des Holzer Konglomerates auf. Nach WEINGARDT (freundliche mündliche Mitteilung) handelt es sich bei den Westfalsedimenten nicht eindeutig nur um die Heiligenwalder Schichten. Ob hier auch Falkenberger Schichten vorliegen, müssen palynologische (CHOFFÉ) und stratigraphisch-fazielle Untersuchungen (NIESLUCHOWSKI) ergeben. Die Heiligenwalder Schichten in den Bohrungen Waldbach, Neumünster und Kerbach (s. Tafel 11 und 13) zeigen keine Anormalitäten in ihrem Porositätsverlauf. Die Porositäten lassen sich gut in das allgemeine Kompaktionsbild der Westfalsedimente einreihen. Anders verhält es sich mit dem etwa 550 m mächtigen Schichtenstoß unter dem Holzer Konglomerat in der Bohrung Neuforweiler. Hier sind die Porositäten zu hoch. Diese Schichten zeigen vermittelnde Eigenschaften zwischen dem Westfal und Stefan. Leider konnten keine Untersuchungen an Proben aus den Falkenberger Schichten vorgenommen werden. Aus sedimentologischer Sicht wäre durchaus eine solche Zwischenstellung dieser Schichten denkbar.

4. Zusammenfassung

Die untersuchten feinklastischen Sedimente liegen mit ihrer Körnung im Ton- und Siltbereich. Einem Vorschlag von A. SCHERP (1963) folgend, werden diese verfestigten aber ungeschieferten tonigen Sedimente als Tonstein bezeichnet. Für die kaolinitreichen Tonsteine, die gute Leithorizonte abgeben, wird der Name Leittonstein vorgeschlagen.

Das Probenmaterial stammt aus 14 vollständig gekernten Bohrungen, die über das ganze Saarbecken verstreut liegen und die Schichten des Westfal C/D und Stefan A/B durchteuften.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung muß man den Sedimenten eine primäre Grünfärbung zusprechen. Im Westfal wird die Grünfärbung infolge von Beimengungen kohliger Substanz durch verschiedene Grautönungen überfärbt. Die Rotfärbung der Stefansedimente muß auf eine Pigmentierung durch Hämatit zurückgeführt werden. Das Nebeneinander von roten und grünen Farbtönen ist am ehesten durch eine teilweise Reduktion und Abführung des Hämatits zu erklären, so daß die primäre Grünfärbung wieder zum Vorschein kommt.

Die Sedimentstrukturen und die Bor-Analysen deuten auf eine limnische Flachwasserfazies hin (0 - 50 m). Teilweise muß mit brackischem und fluviatilem Einfluß gerechnet werden. Die subaquatischen Rutschungen können an Neigungen von Deltabildungen entstanden sein.

Schon makroskopisch können die untersuchten Sedimente in gebänderte und ungebänderte geteilt werden. Die Bänderung oder Lamination ist im Westfal stärker ausgeprägt als im Stefan. Daraus kann man für das Stefan ruhigere Sedimentationsbedingungen ableiten.

Mikroskopisch ist ein quarz- und serizitreicher Schuppentyp von einem feinstkörnigen, kaum Quarz und größere Serizitschuppen führenden Gewebetyp zu unterscheiden (GADE & KIRSCH 1961). Von diesen überwiegend klastisch gebildeten Sedimenten sind die mehr chemisch gebildeten Toneisensteine zu trennen.

Auf Grund der röntgenographischen Analyse, die durch mikroskopische und chemische Untersuchungen sowie durch DTA ergänzt wurde, gilt für die mineralogische Zusammensetung der Tonsteine:

Stefan: 70 - 90 % röntgenkristalline Substanz. Bis auf wenige Ausnahmen entfallen davon auf: Quarz 20 - 30 %, Muskovit-Illit 20 - 35 %, kaolinitisches Mineral 10 - 20 %, chloritisches Mineral Spuren - 10 %, Feldspat Spuren - 5 %, Siderit 0 - 15 %.
In geringen Mengen können auftreten Hämatit, Kalkspat und Gips.

Westfal: 80 - 100 % röntgenkristalline Substanz. Hier gilt in der Regel: Quarz 20 - 40 %, Muskovit-Illit 20 - 45 %, kaolinitisches Mineral 10 - 25 %, chloritisches Mineral 0 - 10 %, Feldspat 0 - 5 %, Siderit 5 - 25 %. In geringen Mengen kann Pyrit und Kalkspat auftreten.

Den Sedimenten des Westfals ist eine höhere Kristallinität zuzusprechen als den Sedimenten des Stefans.
In fast allen Proben ist frühdiagenetischer Siderit nachzuweisen, was auf ein reduzierendes Ablagerungsmilieu schließen läßt.

Die detritischen Hauptkomponenten sind Quarz, Muskovit-Illit, Kaolinit und Chlorit. Sie lassen sich alle aus dem Mineralbestand des Hunsrückschiefers ableiten, wenn man die Einwirkungen der Verwitterung und des Transportes berücksichtigt. Der Einfluß des vorwiegend kristallinen südlichen Randgebirges, der sich im Stefan in den grobklastischen Sedimenten durch Feldspat- und teilweiser Biotitführung bemerkbar macht, ist in den feinklastischen Sedimenten nicht nachzuweisen. Man muß jedoch damit rechnen, daß ein feinkörniger Feldspat- und Biotitdetritus raschen Umwandlungen unterlag.

Als diagenetische Neubildungen konnten in ihrer zeitlichen Abfolge nachgewiesen werden: feinstkörniger Siderit, Quarz (WEBER 1967), grobkörniger Siderit, Kaolinit. Dem Chlorit muß man vorwiegend detritische Entstehung zusprechen. In den mit am tiefsten versenkten St. Ingberter- und Rothell Schichten (etwa 4000 m) konnte kein Chlorit nachgewiesen werden.

Die petrophysikalischen Untersuchungen ergaben folgende Ergebnisse:

Die Werte der wahren Dichte der Tonsteine liegen bis auf wenige Ausnahmen zwischen 2,6 und 2,9 g/cm^3 und ganz überwiegend zwischen 2,7 und 2,8 g/cm^3. Hieraus ist die Monotonität der mineralogischen Zusammensetzung ersichtlich. Die Toneisensteine zeigen Werte zwischen $>$ 3 - 3,8 g/cm^3.

Die scheinbare Dichte zeigt eine deutliche Teufenabhängigkeit. Mit zunehmender Teufe nähert sie sich dem Wert der wahren Dichte.

Die effektive Porosität kann im Stefan in den oberen Teufenbereichen 15 Vol % erreichen. Bei einer kontinuierlichen Abnahme mit zunehmender Teufe findet man in dem untersten Stefan nur noch Werte zwischen 3 - 4 Vol %. Die Normalporositätskurve zeigt eine Abnahme von 1,4 Vol % auf 100 m Teufenunterschied. Das Westfal hat selten Porositäten über 5 Vol %. Zumeist liegen die Werte bei einer deutlichen Teufenabhängigkeit zwischen 1 - 3 Vol %. Die Normalporositätskurve für die Tonsteine des Westfals hat bei etwa 1,5 Vol % einen Knickpunkt. Oberhalb des Knickpunktes nimmt die Porosität um 0,4 Vol % pro 100 m und unterhalb um nur 0,2 Vol % pro 100 m ab. Die Stefansedimente reagieren somit wesentlich empfindlicher auf eine Teufenveränderung als die Westfalsedimente. Zwischen dem Westfal und Stefan ist ein Porositätssprung, der eine unterschiedliche mechanische Diagenese der beiden Stufen dokumentiert.

Der Totporenraum nimmt bei 7 untersuchten Proben durchschnittlich 17,5 Vol % des absoluten Porenraumes ein.

Die gemessenen Permeabilitäten sind sehr gering. Die Werte schwanken zwischen 10^{-3} - 1 md. Am häufigsten sind die Werte zwischen 10^{-2} - 10^{-1} md. Im Westfal stärker als im Stefan neigt die horizontale Permeabilität dazu, die vertikale zu übersteigen. Unter Lagerstättenbedingung sind noch kleinere Permeabilitäten zu erwarten, da bei den dort herrschenden Gasdrücken (bis zu 50 atm) Diffusionsströmungen weitgehend unterbunden werden. Die Werte sind für solche Betrachtungen nach KLINKENBERG zu korrigieren.

Das Probenmaterial stellte sich als extrem feinporig heraus. Die aus den Kapillardruckkurven berechnete Verteilung der Poreneingangsradien zeigt, daß der Anteil der Poren mit einem Radius $<$ 0,04 mikron um 90 % liegt. Der Rest verteilt sich auf Poren mit Eingangsradien zwischen 0,04 - 1 mikron. Poreneingänge mit einem Radius $>$ 1 mikron wurden nicht gefunden.

Die spezifische innere Oberfläche liegt je nach dem Siltgehalt zwischen 4,5 - 11,0 m^2/g, wobei zunehmender Siltgehalt eine Verminderung der inneren Oberfläche zur Folge hat.

Die Sedimente des Saartroges haben im bzw. am Ende des Unterrotliegend ihre tiefste Versenkung erfahren. Da die Tonsteine den Kompaktionsgrad, den die maximale Versenkungsteufe aufprägt, beibehalten, und die Oberkarbonmächtigkeiten bekannt sind, lassen sich Aussagen machen über die Unterrotliegendüberdeckung. Man muß im NE des Saarbeckens im Raume Kerbach und Neumünster mit einer ehemaligen Unterrotliegendmächtigkeit von über 1000 m rechnen. Bei der weiter im SW gelegenen Bohrung Waldbach muß immer noch über 500 m ehemalige Unterrotliegendüberdeckung angenommen werden.

5. Schriftenverzeichnis

Schrifttum zur Geologie des Saarlandes

ANDRES, J.. Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. Erdöl und Kohle 11, S. 441 - 450, Hamburg 1958

DANNENBERG, H. Geologie der Steinkohlenlager Berlin 1941, Band 1, Teil I

HEINTZ, V. & DRUMM, R. Das Saar-Lothringer Gebiet. - In: Der deutsche Steinkohlenbergbau. - Technisches Sammelwerk, Bd. 1, Essen 1942

KNEUPER, G Zur Großtektonik im Saarbrücker Hauptsattel. N. Jb. Geol. Paläont. 1, S. 27 - 43, 1960

KNEUPER, G. Der Einfluß der Mitteldeutschen Schwelle auf die Sedimentation und Tektonik des saarländischen Steinkohlengebirges. Publ. Service geol., Luxembourg 1963

KNEUPER, G. & SCHÖNENBERG, R. Neue Ergebnisse zur Frage des Werdeganges der Saar-Nahe-Senke und der Entwicklung des Saarbrücker Steinkohlengebirges. 5. Congres international de stratigraphie et de geologie du charbonifere, 1963 (Paris)

KNEUPER, G. Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. Oberrhein. geol. Abh., 13, 1/2, S. 1 - 49, 1964

QUIRING, H. Grundzüge der Geologie des Saarkohlenbeckens. - Abh. preuß. geol. Landesanstalt, N. F. 171, S. 7 - 37, Berlin 1936.

SCHOLTZ, H. Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Nahe-Senke. - Z. deutsch. geol. Gesch., 85, S. 316 - 382, Berlin 1933

VÖLZING, O. Die Geologie des Steinkohlengebirges an der Saar. - Geograph. R., 8, Heft 1, S. 22 - 33, 1956

Schrifttum zur speziellen Thematik

ATHY, L. F. — Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 14, S. 1 - 24, 1930

ATHY, L. F. — Compaction and oil migration. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 14, S. 25 - 35, 1930

COOPER, J. R. — Flow structures in Berea sandstone and Bedford shale of central Ohio. - J. Geology, 51, S. 190 - 203, 1943

DAMBERGER, H. — Inkohlungsmerkmale, ihre statistische Bewertung und ihre Anwendbarkeit bei der tektonischen Analyse im saarländischen Steinkohlengebirge. - Dissertation, Clausthal 1966

DARCY, H. — Les fontaines de la ville de Dijôn. - Paris 1856

ECKHARDT, F. J. — Über Chlorite in Sedimenten. - Geol. Jb. 75, S. 437 - 474, Hannober 1958

ECKHARDT, F. J. — Die Veränderungen eines devonischen Tonschiefers durch die Mineralumwandlungen infolge der tertiären Zersetzung. - Z. d. G. G., 112, S. 188 - 196, Hannover 1960/61

ENGELHARDT, W. v. — Möglichkeiten der quantitativen Phasenanalyse von Tonen mit Röntgenstrahlen. - Geol. Fören. Förhandl., 81, 2, S. 374 - 388, 1959

ENGELHARDT, W. v. — Der Porenraum der Sedimente. - Springerverlag, Berlin Göttingen Heidelberg, 1960

ERNST, W.
WERNER, H. — Anwendung der Bor-Methode in den geologischen Formationen zu ihrer besseren Unterteilung in wissenschaftlichem und praktischem Interesse sowie Untersuchungen über die Bindung und Festlegung des Bors in natürlichen und künstlichen Sedimenten. - Forschungsberichte des Landes NRW, Nr. 1433, 1964

FÜCHTBAUER, H. — Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl u. Kohle, 12, S. 605, 1959

FÜCHTBAUER, H.
GOLDSCHMIDT, H. — Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. - Proc. Intern. Clay Conf., S. 99 - 111, Stockholm 1963

GADE, M.
KRISCH, H.
Zur Kenntnis der Feinkornfraktion von Schiefertonen des Ruhrkarbons. - N. Jb. Miner. Abh., 96, S. 79 - 94, 1961

GRIBNITZ, K. H.
Petrographische Untersuchungen an Nebengesteinen der Magerkohlenschichten (Namur ob. C. Westfalens, bei besonderer Berücksichtigung der Grauwacken. - N. Jb. Miner. Abh., S. 174 - 190, Mh. 1952

GRIM, R. E.
The despositional environment of red and green shales. - J. Sedim. Petrol., 21, 4, S. 226 - 232, 1951

GRIM, Re.
BRADLEY, W. F.
WITHE, W. A.
Petrology of the paleozoic shales of Illinois. Illinois State Geol. Survey Rep. of Invest., 203, 1957

GRIM, R. E.
Concept of diagenesis in argillaceous sediments. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 42, 2, S. 246 - 253, 1958

HARDER, H.
Einbau des Bors in detritische Tonminerale . - Geochim. et Cocmochim. Acta, 21, S. 248 - 294, Oxford 1961

HEDBERG, H. D.
The effect of gravitional compaction on the structure of sedimentary rocks. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 10, S. 1035 - 1072, 1926

HEDBERG, H. D.
Gravitional compaction of clays and shales. - Amer. J. of Sci., 31, S. 241 - 287, 1936

HOUPEURT, A.
MANASTERSKI, G.
Determination de la perméabilité des roches a partir de la pression de déplacement d'un fluide homogene par un autre. Proc. 3. World Petrol. Congr., 1950

HOUPEURT, A.
Determination de la porosité de la permeabilité et de la pression capillair sur diverses roches du carbonifere Sarrois. - Etude n° 5 et n° 10 pour Saarbergwerke AG., 1965

KELLER, W. D.
Illite and montmorillanote in green sedimentary rocks. - J. Sedim. Petrol. 23, S. 3 - 9, 1953

KELLER, W. D.
Clay minerals as influenced by evironments of their formation. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40, 11, S. 2689 - 2710, 1956

KIRSCH, H. — Die differentialthermoanalytische Untersuchung von Tonschiefern. - Tonindustrie-Z. u. Keram. R., 79, S. 365 - 368, 1955

KLINKENBERG, L. J. — The permeability of porous media to liquids and gases. - Amer. Petroleum. Inst. Drilling Prod. Pract., S. 200 - 213, 1941

KUNDT, A.
WARBURG, E. — Über Reibung und Wärmeleitung verdünnter Gase. Ann. Physik Chemie, 155, 1875

MILLOT, G. — Geologie des argiles. - Paris, 1964

MOSEBACH, R. — Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer. - Not.-Bl. Hess. L.-A. Bodenforsch., 82, S. 234 - 246, Wiesbaden 1954

PETTIJOHN, F. J. — Sedimentary rocks. - Second Edition, Harper & Brothers, New York 1957

RIECKMANN, M. — Zur Bewertung von Speichergesteinen geringer Permeabilität. - Erdöl u. Kohle, Erdgas-Petrochemie, 16, S. 488 - 496, 1963

RÜHL, W.
SCHMID, C. — Über das Verhältnis der vertikalen zur horizontalen absoluten Permeabilität von Sandsteinen. - Geol. Jb., 74, S. 447 - 462, 1957

SCHERP, A. — Vorschlag einer Nomenklatur tonig-sandiger Sedimentgesteine nach vorwiegend makroskopischen Kennzeichen, entwickelt unter besonderer Berücksichtigung der Gesteine des Oberen und Mittleren Siegen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 116, 2, S. 199 - 222, Stuttgart 1963

SCHMITZ, H.-H.
GAERTNER, H. R. v. — Die organische Substanz des Posidonienschiefers als Hinweis auf eine Restöl-Lagerstätte. - Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie, 16, S. 478 - 482, 1963

STADLER, G. — Die Petrographie und Diagenese der oberkarbonischen Tonsteine in der Bohrung Münsterland 1. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 11, S. 283 - 292, Krefeld 1963

STADLER, G. — Zusammenhänge zwischen Mineralfazies und Bor-Gehalten. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10, S. 325 - 326, Krefeld 1963

TAYLOR, J.M. — Pore-space reduction in sandstones. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 34, 4, S. 701 - 716, 1950

TEICHMÜLLER, R. — Zusammenfassende Bemerkungen über die Diagenese des Ruhrkarbons und ihre Ursachen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3, S. 725 - 734, Krefeld 1962

WEAVER, C. E. — Geologic interpretation of argillaceous sediments. - Part I: Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. Part II: Clay petrology of upper mississippian - lower pennsylvanian sediments of central United States. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 42, 2, S. 254 - 271 u. S. 272 - 309, 1958

WEBER, K. — Petrographische und petrophysikalische Untersuchungen an Sandsteinen und Konglomeraten des Westfal C und D aus dem Saarkarbon. - Dissertation, Berlin 1967

WERNER, H. — Serienbestimmung von Bor in Sedimentgesteinen. - Z. analytische Chemie, 168, 4, S. 266 - 268, 1959

Beschreibung zu den Bildtafeln 1 - 4

Bildtafel 1

a und b	Schichtenweise und schlierenartige Rotfärbung in Bohrkernschnitten (weißes Quadrat = 1 cm^2)
c	Bohrkernschnitt durch einen Toneisenstein. Feinschichtung durch organische Substanz (Quadrat = 1 cm^2).
d	Grobkörnige Sideritbildung in einem Toneisenstein (1 : 1).
e	Pyrit in lagenweiser Anordnung in einem bituminösen Tonstein (Quadrat = 1 cm^2).
f	Subaquatische Rutschungsstruktur in den Geisheck Schichten (Quadrat = 1 cm^2).
g	Setzungsstörung (Quadrat = 1 cm^2)
h	Flexurartiges Verbiegen der Lamination über und neben einer Sideritkonkretion (Quadrat = 1 cm^2)

Bildtafel 2

a	Auflockerungshorizont in stefanischen Schichten (1 : 1)
b	Verfältetes Sandblatt in einem Stefantonstein (links) und einem Westfaltonstein (rechts) (Quadrat = 1 cm^2)
c	Quarznadel (400 fach).
d	In die Laminationsebene umgebogene Quarznadel (150 fach)
e	Kaolinitnester von Bändern grobkörnigen Siderits umgeben. In der Grundmasse feinkörniger Siderit (150 fach)
f	Kaolinitnest in einem Toneisenstein (375 fach)
g	Gangartige Kaolinitbildung (150 fach)
h	Punktartige Sideritnester in der Grundmasse (150 fach)

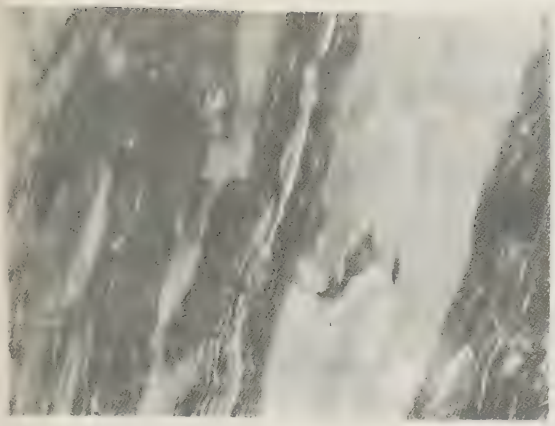
Bildtafel 3

a	Sphäritische Struktur des Siderits (375 fach)
b	Eine punktförmige Sideritisierung wurde an einem dünnen Kohleband gestoppt (60 fach)
c	Lösungsstau bei einer vollständigen Sideritisierung (150 fach)
d	Gangartiger grobkörniger Siderit (60 fach)
e	Plastisch deformierter Partikel aus kohliger Substanz (60 fach)
f	Schuppentyp. Schliffläche senkrecht zur Schichtung (150 fach)
g	Schuppentyp. Schliffläche parallel zur Schichtung (150 fach)
h	Gewebetyp. Keine schichtparallele Einregelung (385 fach)

Bildtafel 4

a	Lamination durch rhythmischen Wechsel on Lamellen mit unterschiedlichem Gehalt an organischer Substanz (60 fach)
b	Lamination durch unterschiedlich starke Sideritisierung (60 fach)
c	Lamination durch dünne Kohlebänder (60 fach)
d	Lamination durch unterschiedliche Körnung (60 fach)
e	Setzungsstörung im mm-Bereich (60 fach)
f	Sattelbildung durch subaquatische Rutschung (60 fach)
g	Kreuzschichtung im mm-Bereich (60 fach)
h	Zeitliche Abfolge der Neubildungen aus Lösung (60 fach)

Bildtafel 1

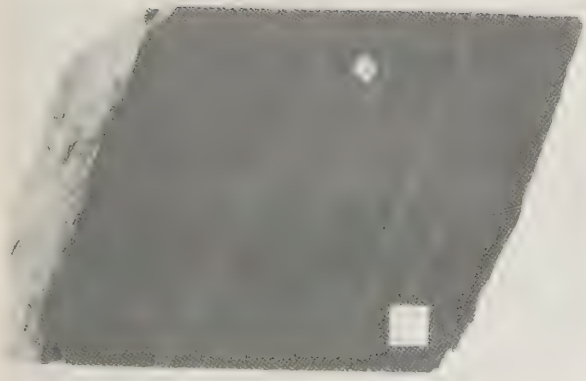


a

b

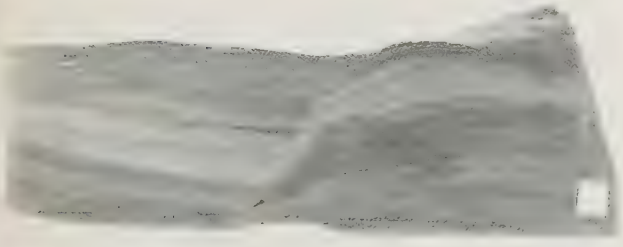
c

d



e

f



g

h

Bildtafel 2

a

b

c

d

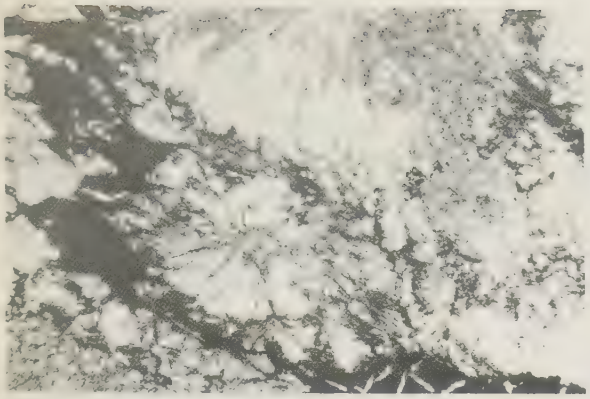
e

f

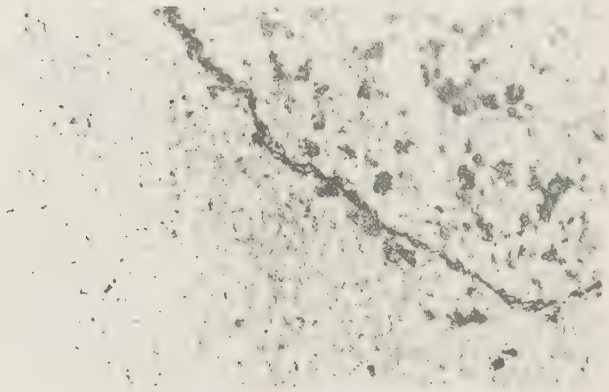
g

h

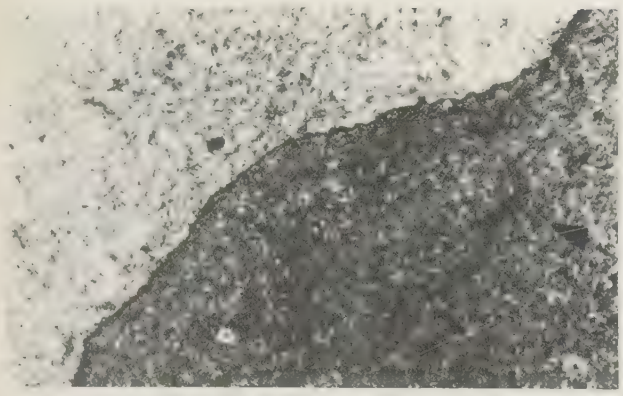
Bildtafel 3



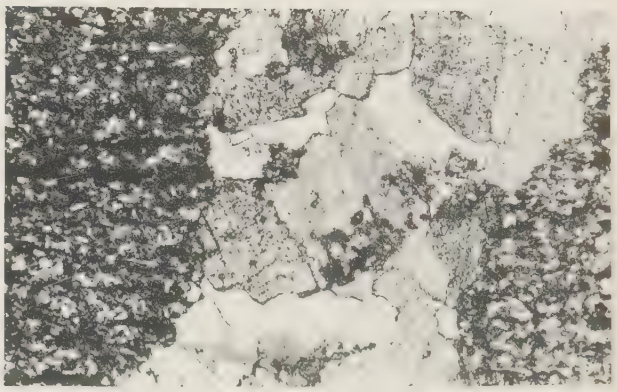
a



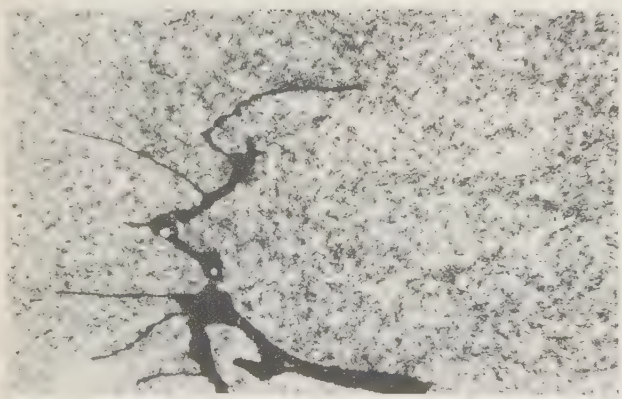
b



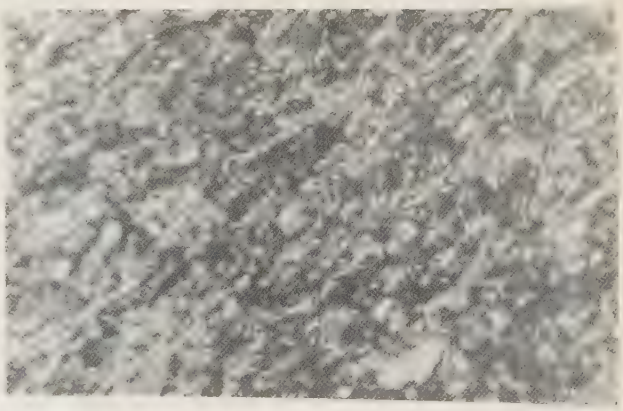
c



d

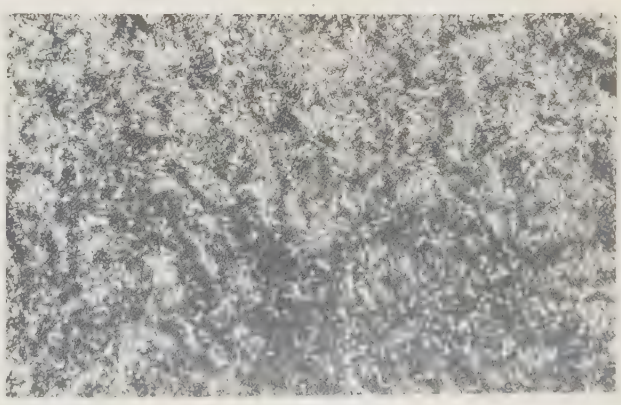


e



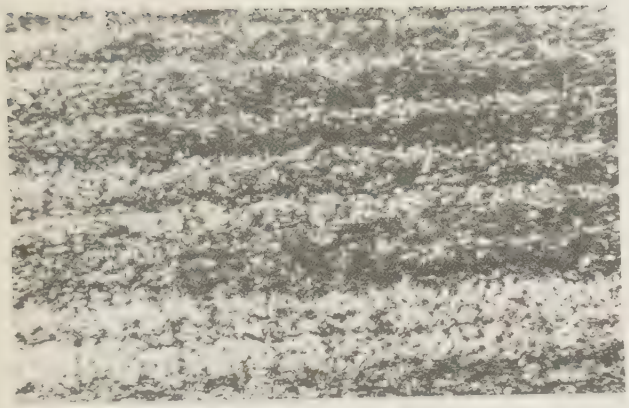
f

g

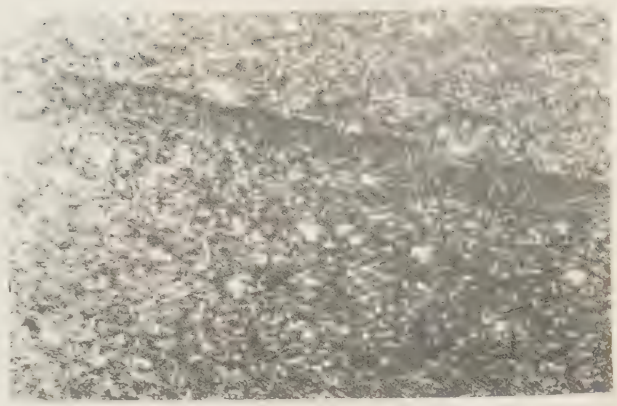


h

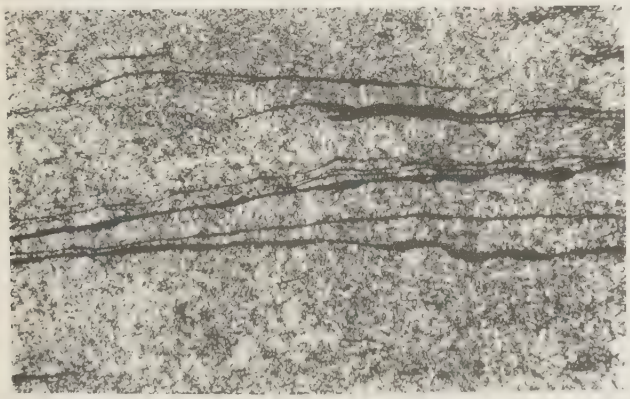
Bildtafel 4



a

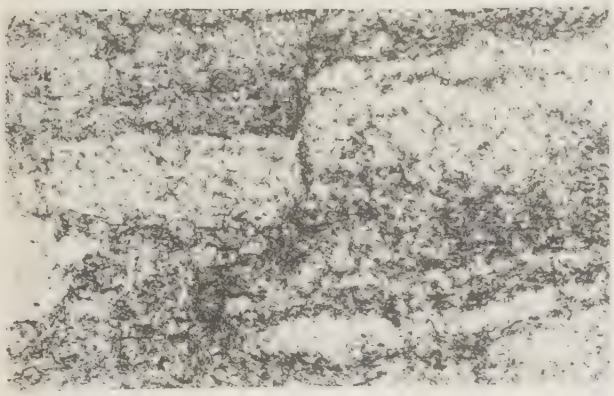


b

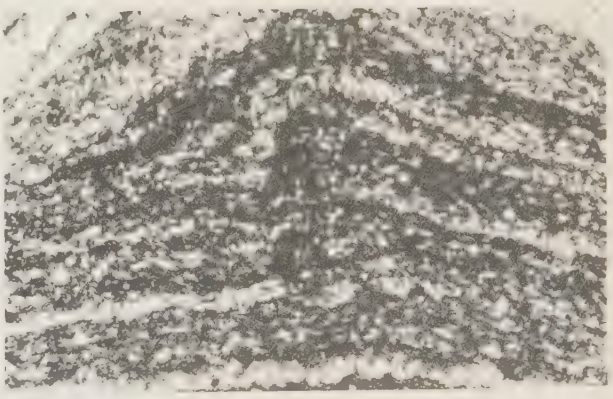


c

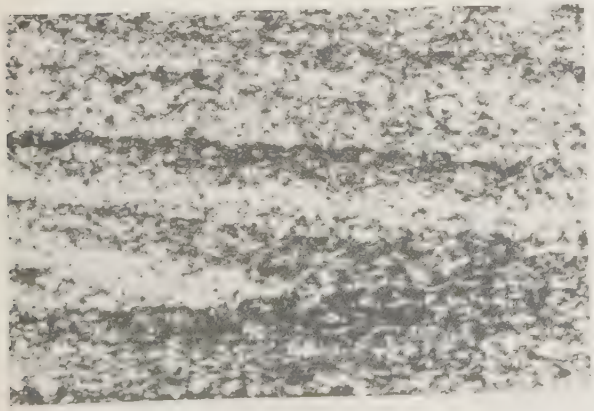
d



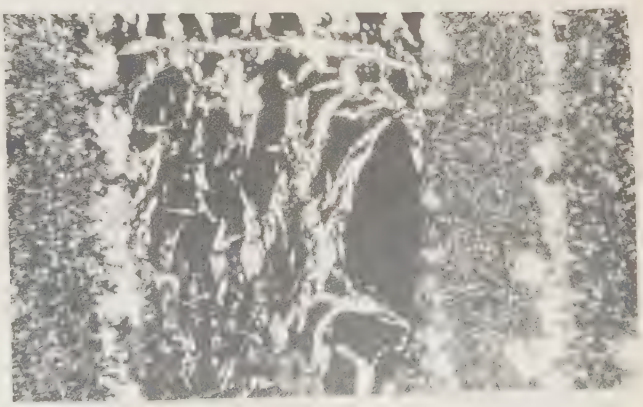
e



f

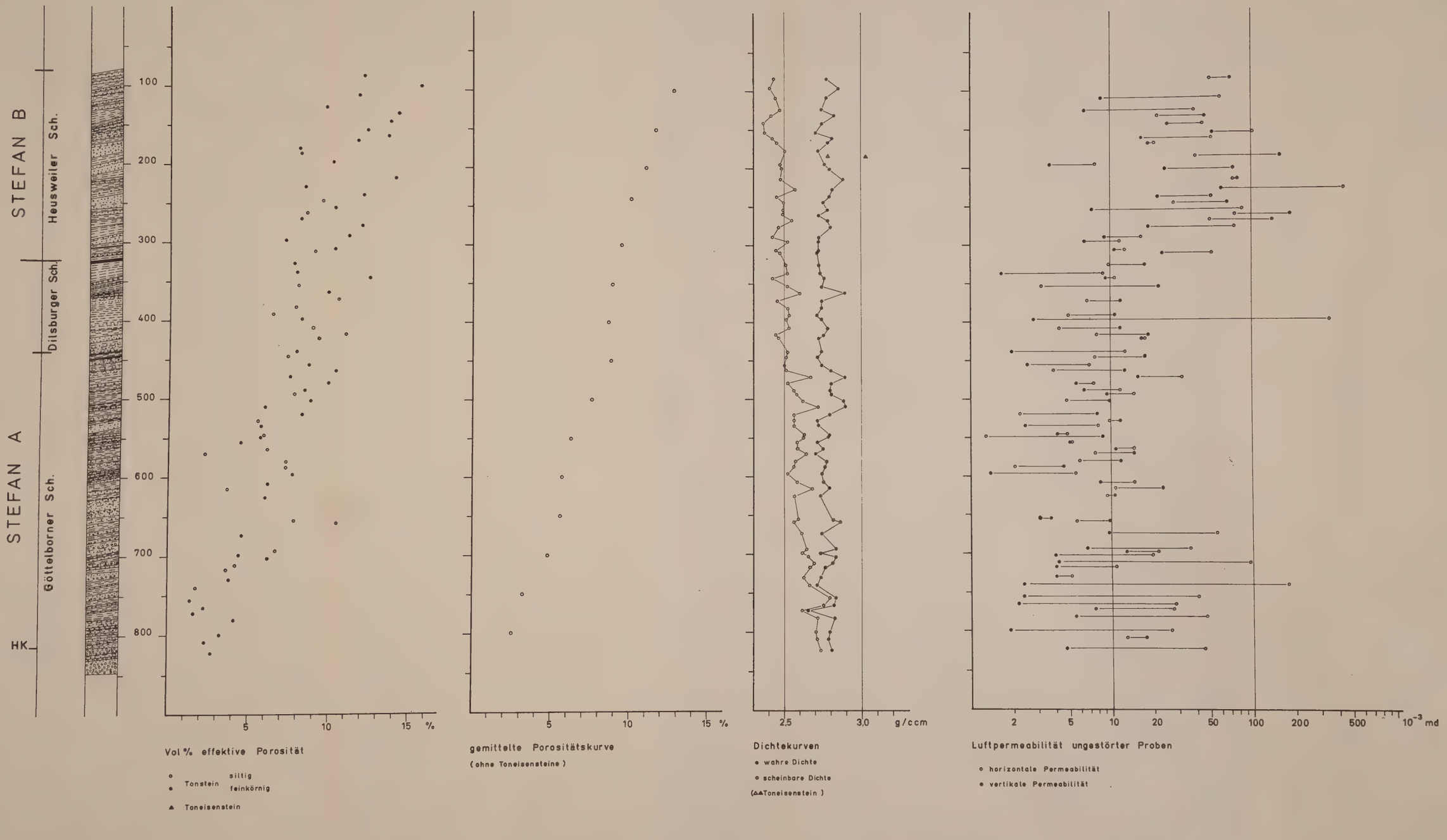


g



h

Tafel 2



Bohrung PICARD

H. MARKWICH

WESTFAL D

Heiligenwalder Sch. ?

HK

STEFAN A

Göttelborner Sch.

100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200

5 10 %

Vol % effektive Porosität

○ Tonstein sittig
● Tonstein feinkörnig
▲ Toneisenstein

5 10 %

gemittelte Porositätskurve
(ohne Toneisensteine)

2,5 3,0 g/ccm

Dichtekurven

● wahre Dichte
○ scheinbare Dichte
(▲▲ Toneisenstein)

2 5 10 20 50 100 200 500 10^{-3} md

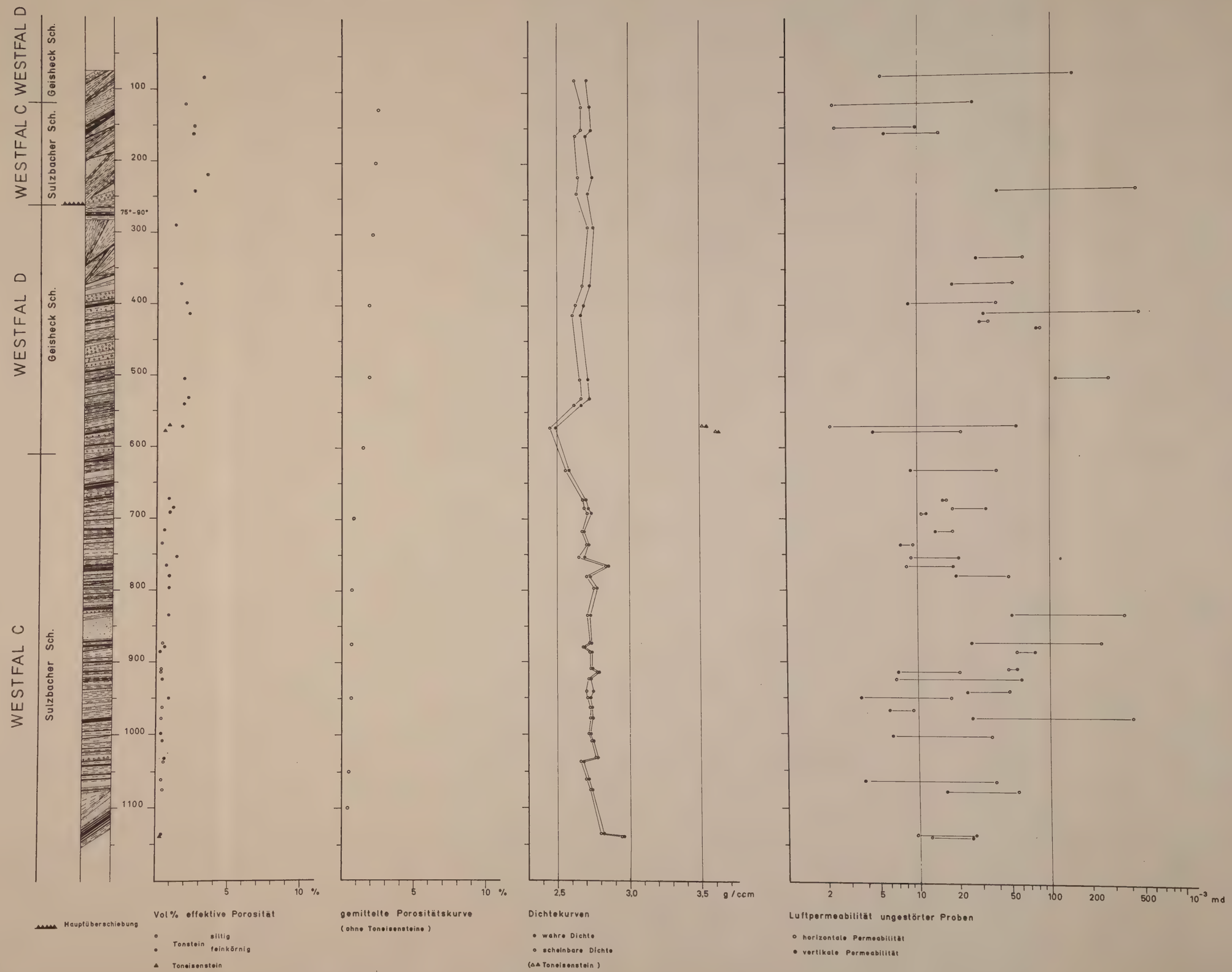
Luftpermeabilität ungestörter Proben

● horizontale Permeabilität
● vertikale Permeabilität

Bohrung NEUFORWEILER

H. MARKWICH

Tafel 4



Bohrung KRUGHÜTTE 4

H. MARKWICH

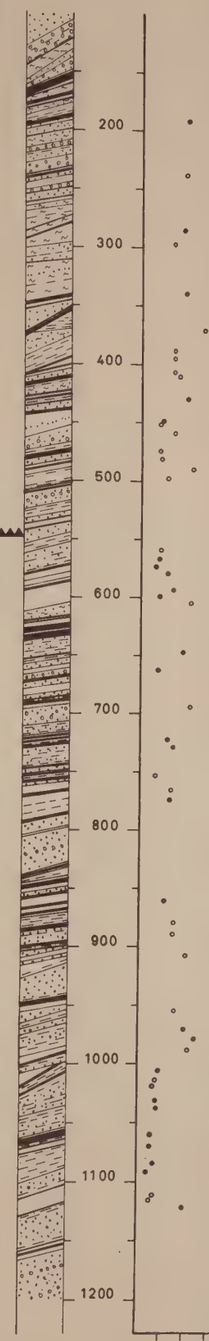
Tafel 5

WESTFAL C

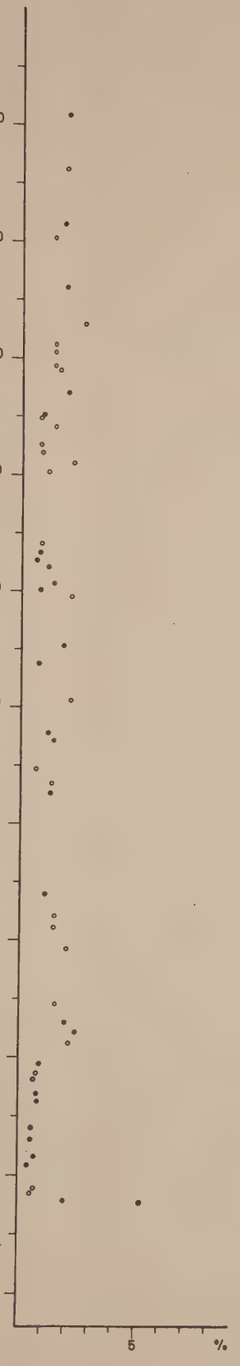
Sulzbacher Sch.

WESTFALD

Geisheck Sch.

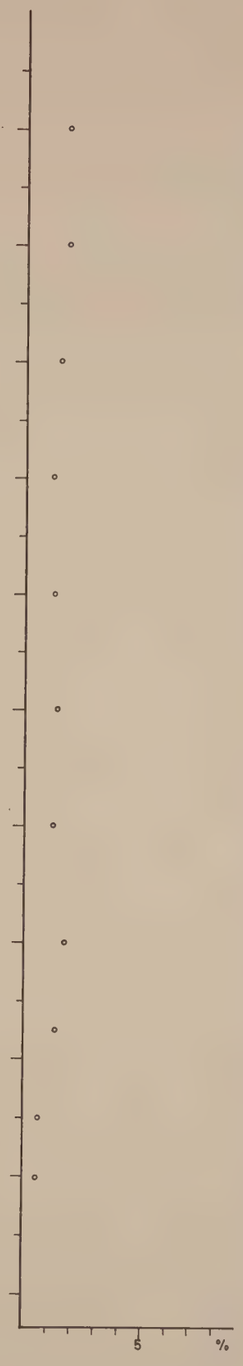


Hauptüberschiebung

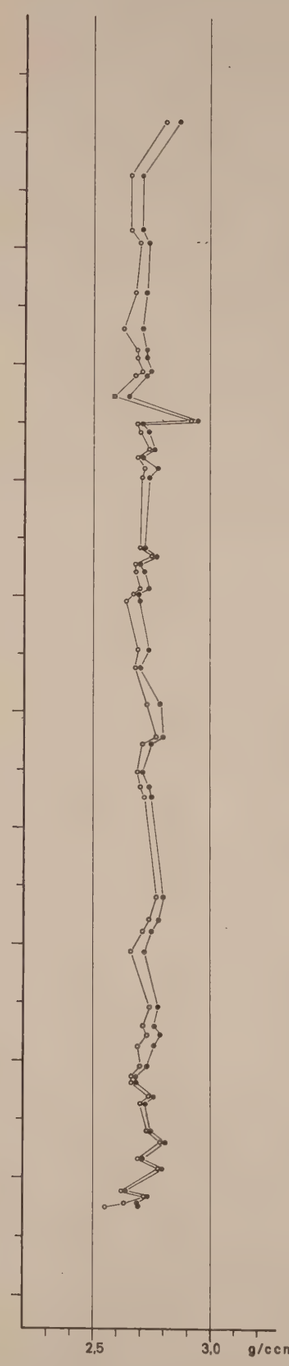


Vol % effektive Porosität

■ Tonstein siltig
● Tonstein feinkörnig

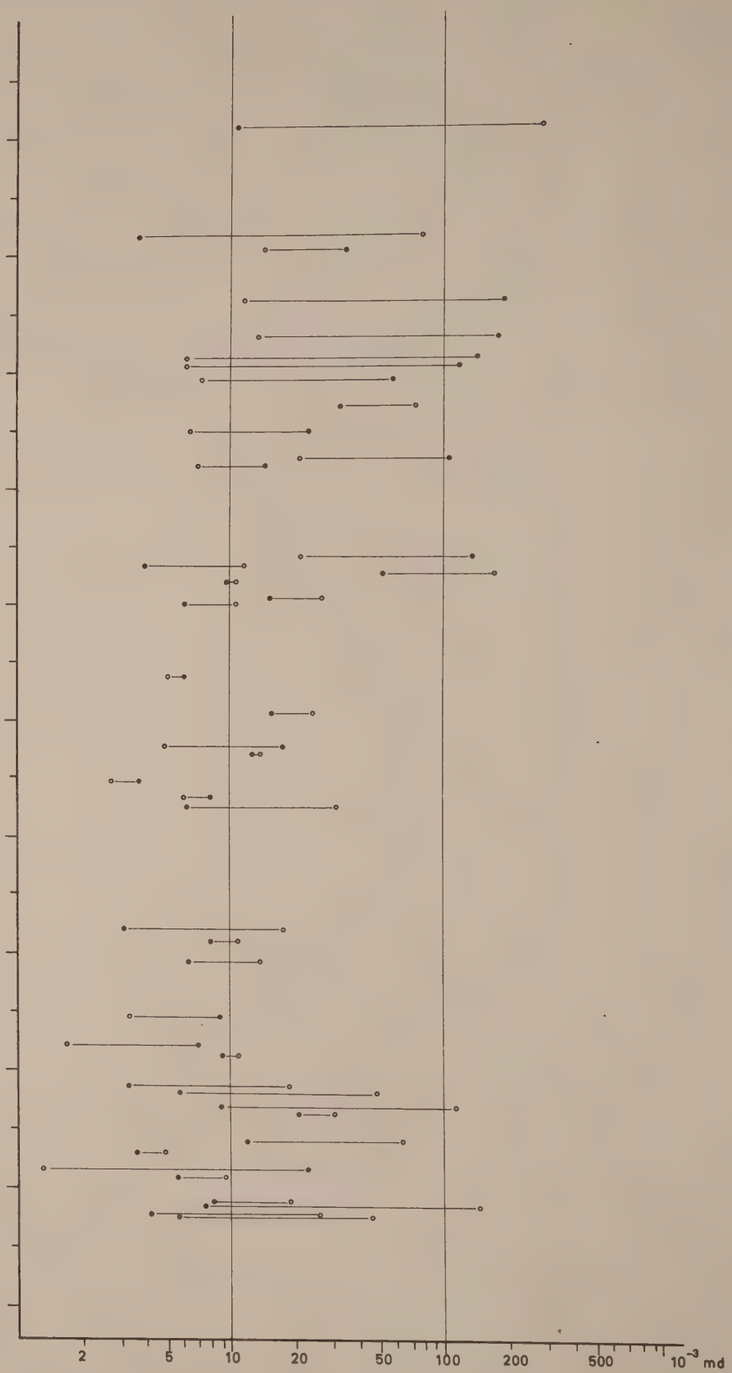


gemittelte Porositätskurve



Dichtekurven

● wahre Dichte
○ scheinbare Dichte



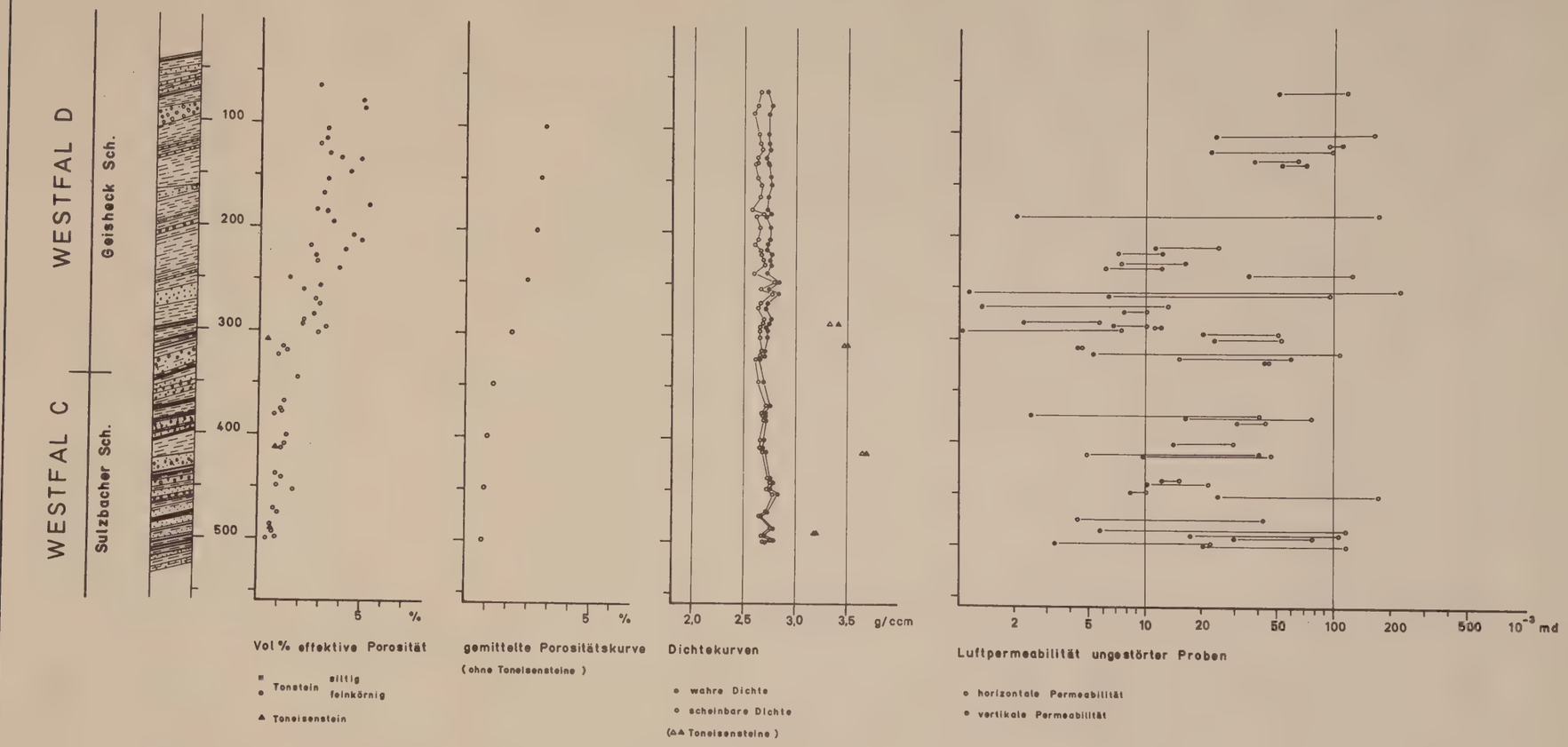
Luftpermeabilität ungestörter Proben

○ horizontale Permeabilität
● vertikale Permeabilität

Bohrung KRUGHÜTTE 2

H. MARKWICH

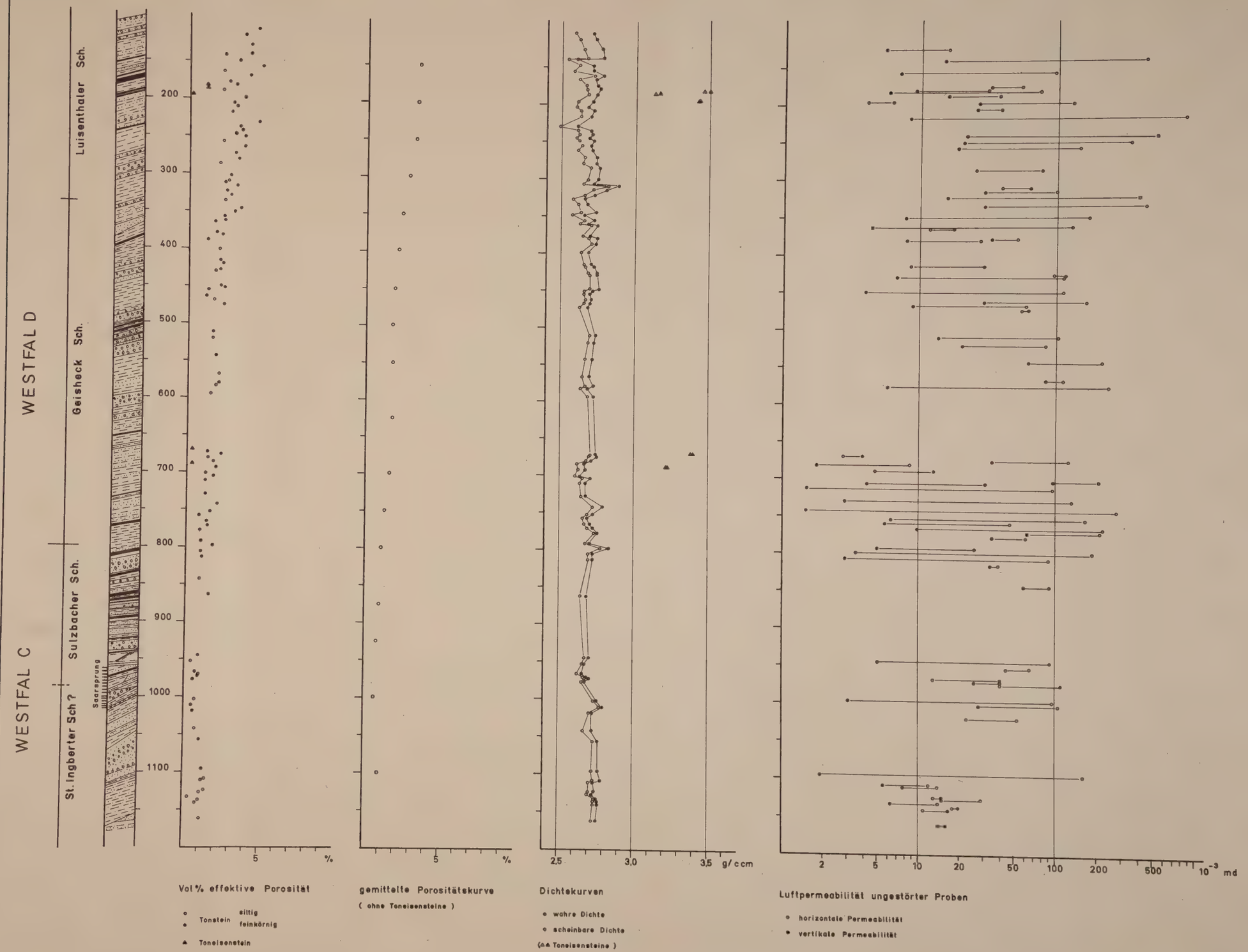
Tafel 8



Bohrung WEIERBACHTAL

H. MARKWICH

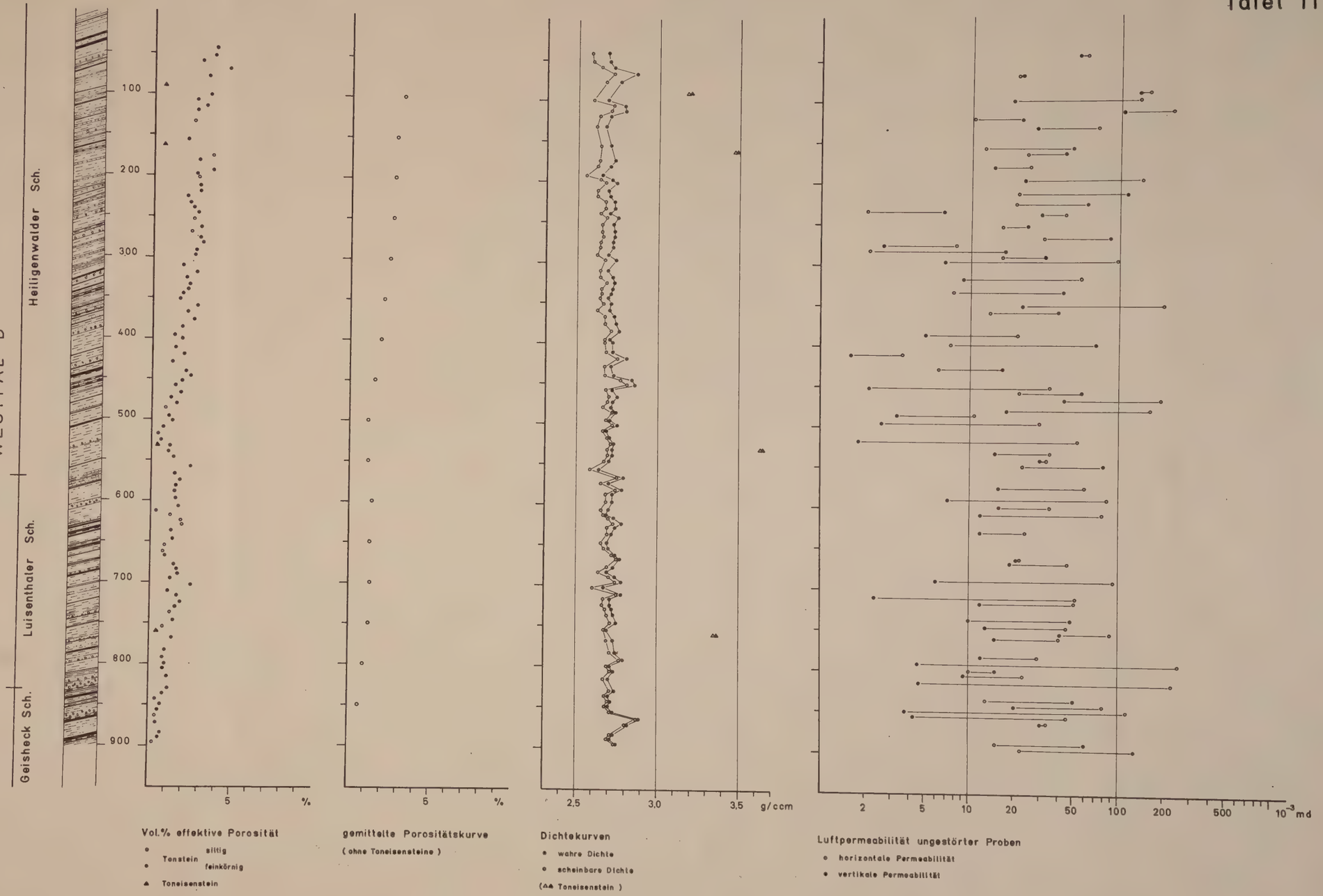
Tafel 9



Bohrung SAARBRÜCKEN NORD

H.MARKWICH

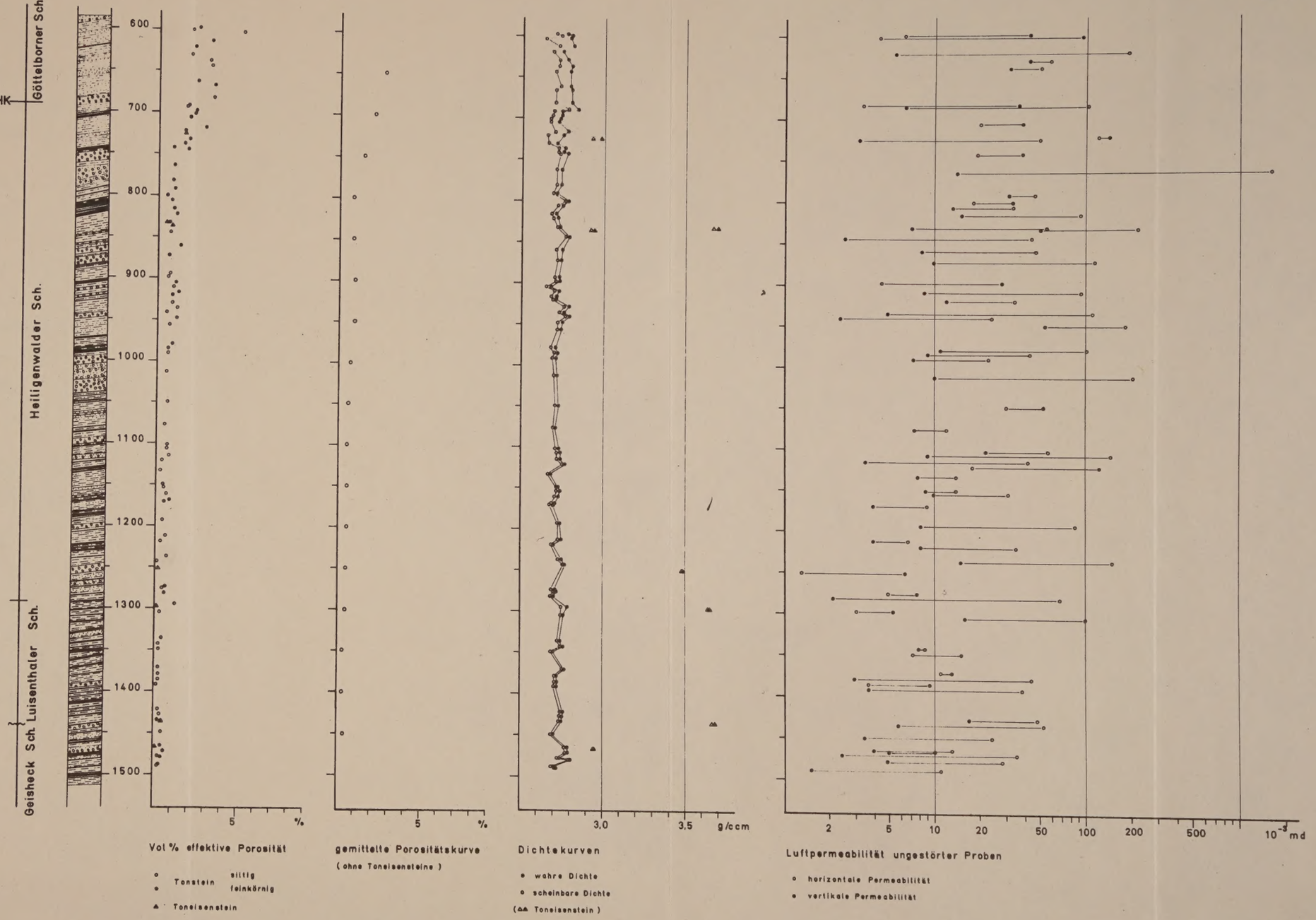
Tafel 11



Bohrung WALDBACH

H. MARKWICH

Tafel 13



Bohrung NEUMÜNSTER

H. MARKWICH

LEBENSLAUF

Am 19. Mai 1937 wurde ich, Heino Markwich, als Sohn des städtischen Beamten Paul Markwich und seiner Ehefrau Else geb. Frerking in Krefeld geboren.

Von 1944 bis 1948 besuchte ich die Volksschule und von Ostern 1948 bis Ostern 1957 das städtische naturwissenschaftliche Gymnasium (Fichte Schule) in Krefeld. Nach dem Abitur begann ich im Sommersemester 1957 mit dem Studium der Geologie an der Universität zu Köln. Schon im Wintersemester 1957/58 wechselte ich zur Freien Universität Berlin. Hier bestand ich im Februar 1960 die Vorprüfung zur Diplomprüfung und im Februar 1964 die Diplomprüfung in Geologie. Meine Diplomarbeit bestand in einer Kartierung im Nordapennin.

In den Semesterferien leistete ich Praktika im Erzbergbau, Salzbergbau und in der Angewandten Geologie (Seismik).

Meine akademischen Lehrer waren an der Freien Universität Berlin die Herren Professoren:

Dr. M. Richter, Dr. G. Bischoff (Geologie), Dr. K. R. Mehnert (Mineralogie und Petrographie), Dr. W. Kühne (Paläontologie), Dr. K. F. Jahr, Dr. P. W. Schenk, Dr. W. Lautsch (Chemie), Dr. H. Lassen, Dr. R. Honerjäger (Physik), Dr. W. Ulrich (Zoologie) und Dr. H. Drawert (Botanik)
sowie die Herren Dozenten:
Dr. K. Kohler (Kristallographie), Dr. K.-J. Reutter (Sedimentologie), Dr. K.-J. Müller (Mikropaläontologie), Dr. H. Liedholz (Bodenkunde), Dr. G. Hahn (Stratigraphie).